



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΔΙΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟ - ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΕΠΙΣΤΗΜΗ ΚΑΙ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ
ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ»

**ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ
ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗΣ
ΤΩΝ ΚΑΤΑΓΓΙΔΟΦΟΡΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ
ΣΤΗΝ ΑΤΤΙΚΗ**

Φελώνη Ελισσάβετ

**«ΕΠΙΣΤΗΜΗ
ΚΑΙ
ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ
ΥΔΑΤΙΚΩΝ
ΠΟΡΩΝ»**

Αθήνα, Ιούλιος 2014

Επιβλέπων: Ε. Μπαλτάς, Αναπλ. Καθηγητής

*«Είμαστε νάνοι στους ώμους γιγάντων και
γι' αυτό μπορούμε να βλέπουμε πιο μακριά απ' αυτούς.»*

Ισαάκ Νεύτων
(1642-1727, Άγγλος επιστήμονας)

Ευχαριστίες

Ολοκληρώνοντας την παρούσα εργασία οφείλω να ευχαριστήσω θερμά όλους εκείνους που βρέθηκαν στο δρόμο μου, με συμβούλεψαν, με δίδαξαν, με εμπιστεύτηκαν και με στήριξαν με τον τρόπο τους.

Πρωτίστως αισθάνομαι την ανάγκη να ευχαριστήσω τον Αναπλ. Καθηγητή Ευάγγελο Μπαλά, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε από την πρώτη στιγμή, και για την διαρκή καθοδήγηση κατά την επίβλεψη αυτής της μεταπτυχιακής εργασίας. Νιώθω ιδιαίτερα τυχερή για τη συνεργασία μας, καθώς αποκόμισα την απλόχερα δοσμένη επιστημονική γνώση και ταυτόχρονα την εμπειρία από τη συνεργασία με έναν υπέροχο δάσκαλο, για την αρχές και την αμεσότητα που από κοινού τον διακρίνουν.

Εξίσου σημαντική ήταν η συνεργασία με τον Καθηγητή Παναγιώτη Νάστο, δάσκαλο μου εδώ και πέντε έτη, όπου η παρουσία του σε όλα τα στάδια των σπουδών μου ήταν καθοριστική, κινώντας μου το ενδιαφέρον για το συγκεκριμένο επιστημονικό πεδίο. Οφείλω να τονίσω ότι αποτέλεσε και τον εμπνευστή του συγκεκριμένου θέματος, και είμαι ιδιαίτερα χαρούμενη που το φέραμε εις πέρας με επιτυχία.

Ακόμα, θα ήθελα πω ένα μεγάλο ευχαριστώ σε όλους εκείνους τους ανθρώπους που με τον τρόπο τους βοήθησαν στην περάτωση αυτής της εργασίας.

Τον Δρ. Ιωάννη Ματσαγγούρα, όπου οι μετεωρολογικές του επισημάνσεις ήταν καθοριστικές για την ολοκλήρωση αυτής της μεταπτυχιακής εργασίας, και ιδιαίτερος η συμβολή του στο κομμάτι της επαλήθευσης.

Τον Δρ. Ανδρέα Ευστρατιάδη που με μύησε στον υπέροχο κόσμο της βελτιστοποίησης (!) και που με βοήθησε να ενεργοποιήσω ένα διαφορετικό τρόπο σκέψης.

Τον Καθηγητή Εμμανουήλ Αναγνώστου (University of Connecticut) και τον Θύμιο Νικολόπουλο (University of Padova) για την άμεση ανταπόκριση και το χρόνο που μου αφιέρωσαν.

Τον επιστημονικό συνεργάτη του Εργαστηρίου Δρ. Γιώργο Καραβοκυρό, του οποίου η παρέμβαση κατά την επεξεργασία των πρωτογενών δεδομένων ήταν καθοριστικής σημασίας.

Τον φίλο και συμφοιτητή στο ΔΠΜΣ Υδατικών Πόρων, τοπογράφο μηχανικό Λεωνίδα Ζέικο, του οποίου η μελέτη για τις Άμεσες Προγνώσεις Καταιγίδων αποδείχτηκε ιδιαίτερα

χρήσιμη στην θεωρητική υποστήριξη της παρούσας εργασίας. Τον ευχαριστώ και του εύχομαι από καρδιάς καλή σταδιοδρομία.

Τον επιστημονικό συνεργάτη Στρατή Βουγιούκα και το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών για τα βροχομετρικά δεδομένα με τα οποία με εφοδίασαν.

Το Εργαστήριο Υδρολογίας και Αξιοποίησης Υδατικών Πόρων και συγκεκριμένα την Υποψήφια Δρ. Χρυσούλα Παπαθανασίου για τα βροχομετρικά και γεωγραφικά δεδομένα που μου εμπιστεύτηκαν.

Τέλος, ευχαριστώ την Τριμελή Επιτροπή, αποτελούμενη από τον Αναπλ. Καθηγητή Μπαλτά Ευάγγελο, Καθηγητή Νάστο Παναγιώτη και Αναπλ. Καθηγήτρια Παπασιώπη Νυμφοδόρα, για τις σημαντικές επισημάνσεις και διορθώσεις τους.

Κλείνοντας, θα ήθελα να αφιερώσω τη συγκεκριμένη δουλειά, στους ανθρώπους που στερήθηκα για την ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής μου εργασίας, τους γονείς μου Γρηγόρη και Δήμητρα, και τον σύντροφό μου Παναγιώτη.

Φελώνη Ελισσάβητ,

Ιούλιος 2014.

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες	iii
Περίληψη.....	viii
Extended abstract	ix
Introduction	ix
Precipitation characteristics.....	ix
Convective and Stratiform classification methods.....	xii
Classification of stratiform and convective precipitation over Athens area	xiv
Data and Methodology	xiv
Results	xvii
Summary and Conclusion	xix
1 Εισαγωγή.....	1
1.1 Αντικείμενο της εργασίας	1
1.2 Πρωτότυπα σημεία και εφαρμογές	2
1.3 Διάρθρωση της εργασίας.....	2
2 Φυσικό - μετεωρολογικό πλαίσιο κατακρήμνισης.....	4
2.1 Φυσικό πλαίσιο κατακρήμνισης.....	4
2.2 Μετεωρολογικό πλαίσιο.....	6
2.2.1 Ατμοσφαιρική ευστάθεια και αστάθεια	8
2.2.2 Σχηματισμός και ταξινόμηση νεφών.....	9

2.2.3 Χαρακτηριστικά και είδη αερίων μαζών.....	12
2.2.4 Χαρακτηριστικά και ταξινόμηση καταιγίδων	14
2.2.5 Ακραία Καιρικά Φαινόμενα.....	35
3 Μέθοδοι ταξινόμησης καταιγίδων	36
3.1 Μεθοδολογία διαχωρισμού με τη συμβολή της τηλεπισκόπησης	37
3.2 Μεθοδολογία διαχωρισμού της βροχόπτωσης με χρήση αλγορίθμων σε παγκόσμιο επίπεδο.....	44
3.3 Μεθοδολογία διαχωρισμού της βροχόπτωσης με χρήση αλγορίθμων σε περιοχική κλίμακα	57
4 Ανάπτυξη μεθοδολογίας ταξινόμησης καταιγίδων στην Αττική	65
4.1 Εισαγωγικά.....	65
4.2 Πρώτος αλγόριθμος: εκθετική προσαρμογή	68
4.3 Δεύτερος αλγόριθμος: προσδιορισμός R_c	72
5 Αξιολόγηση μοντέλου, αποτελέσματα.....	78
5.1 Επαλήθευση με τα δεδομένα ηλεκτρικών εκκενώσεων.....	78
5.2 Επαλήθευση με τα δεδομένα του ECMWF	80
5.3 Συνολική αποτίμηση	86
6 Συμπεράσματα – Σύνοψη και Μελλοντική έρευνα.....	88
Βιβλιογραφία.....	91
Αγγλική	91

Ελληνική	95
Ιστότοποι	96
Παράρτημα I - Χρονοσειρές βροχοπτώσεων	97
Παράρτημα II - Αποτελέσματα 1 ^{ου} & 2 ^{ου} Αλγορίθμου.....	105
Παράρτημα III - Δεδομένα επαλήθευσης μοντέλου	117

Περίληψη

Κύριο αντικείμενο της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας αποτελεί η ανάπτυξη μεθοδολογίας ταξινόμησης των καταιγίδων στην Αττική, σε καθεστώς οριζόντιας και κατακόρυφης ανάπτυξης. Η υπό μελέτη περιοχή χαρακτηρίζεται από σύνθετη τοπογραφία και έντονη αστική δόμηση, ενώ περιβάλλεται από το Σαρωνικό στα νότια και τον Ευβοϊκό κόλπο στα ανατολικά. Το λεκανοπέδιο της Αθήνας χαρακτηρίζεται από τη συχνή εμφάνιση στρωματόμορφων κατακρημνίσεων που παρουσιάζουν χωρική και χρονική μεταβλητότητα, μαζί με αξιοσημείωτες μεταγωγικές καταιγίδες, ο συνδυασμός των οποίων οδηγεί αναπόφευκτα σε αιφνίδιες τοπικές πλημμύρες μεγάλου όγκου και μικρής διάρκειας (flash floods), και κατά συνέπεια σε σημαντικές αλλοιώσεις του φυσικού, αλλά κυρίως του δομημένου περιβάλλοντος (δημόσιες υποδομές, ιδιωτικές περιουσίες).

Στα πρώτα κεφάλαια παρουσιάζεται μια εκτενής βιβλιογραφική ανασκόπηση της υπάρχουσας βιβλιογραφίας. Στη συνέχεια, αναπτύσσεται μια καινοτόμα μεθοδολογία με χρήση εξελικτικών αλγορίθμων για βέλτιστη προσαρμογή μιας κατανομής στην αθροιστική βροχόπτωση, με βάση χρονοσειρές δεκάλεπτης βροχόπτωσης από 12 μετεωρολογικούς σταθμούς, κατά την περίοδο 2009 - 2012. Επιπλέον, καθορίζεται ένα κρίσιμο όριο για την ένταση βροχόπτωσης για κάθε σταθμό, το οποίο διαχωρίζει την κατακρήμνιση στα δύο καθεστώτα. Τα στοιχεία του Δικτύου Ανίχνευσης Ηλεκτρικών Εκκενώσεων της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας και τα αποτελέσματα του προγνωστικού μοντέλου του ECMWF χρησιμοποιούνται για να ελεγχθούν τα αποτελέσματα του αλγορίθμου σε σχέση με το μεταγωγικό καθεστώς. Τα ευρήματα της προτεινόμενης αυτής μεθοδολογίας υποδηλώνουν ότι η ταξινόμηση των καταιγίδων στην Αττική ελέγχεται ικανοποιητικά με τις δύο ανεξάρτητες μεθόδους, τόσο με τα δεδομένα τηλεπισκόπησης, όσο και με τις επίγειες παρατηρήσεις.

Introduction

Generally, a robust approach of the precipitation regime and its behavior is an important issue in meteorology. As it is known, the main characteristics of rainfall such as the duration and frequency of rainfall events are equally important parameters, as the total amount of rainfall recorded (*Trenberth et al., 2003, Ruiz-Leo et al., 2013*). Thus, one of the most interesting meteorological topics to investigate involves developing a methodology classifying rainfall into two components; the first component is related to horizontal growth conditions and stratiform regime while the second component represents the heavy storms associated with convective conditions. It is clear that those individual regimes associated with different physics of clouds are involved in the general atmospheric circulation (*Houze, 1997*), which affects the seasonal variation of rainfall (*Munoz-Diaz and Rodrigo, 2006*). Moreover, these regimes represent a different distribution in the vertical thermal profile of the atmosphere (*Lin et al., 2004, Mapes and Houze, 1995, Steiner and Smith, 1998*). Therefore, through study of both convective and stratiform components are required to interface with the consequences of the phenomena.

Precipitation characteristics

Atmosphere is a three-dimensional fluid. Atmospheric air moves horizontally and vertically, creating a mosaic of climatic phenomena, and modeling the regional climate attributes. Solar radiation interacts with the Earth's surface and atmosphere, contributing to the formation of vertical profiles of atmospheric temperature. Vertical profile of temperature is a major factor in weather and climate, in the sense that it controls the vertical movements of air, determines the existence of clouds and rain, reduces visibility and adjusts the level of pollution across the Earth surface. A key factor, for the formation of the atmospheric vertical profiles, is the vertical air movements, a procedure well known as convection (in the sense of heat transfer). The vertical heat distribution, therefore, affects the vertical temperature profile due to the heat transfer, in a volume of gas or liquid. This is the motion in the atmosphere, leading to the formation of clouds that removes pollutants from the Earth surface, and contributes to the mixing of the atmosphere, formatting the vertical profile of temperature.

The meteorological conditions that induce these movements and lead to the formation of the precipitation are characterized by two main meteorological mechanisms that will be described below:

- Convective type, describing the vertical movement of air and where the process creation of the precipitation is very fast (the typical time 45 min) and its development starts from the base of the cloud
- Stratiform type, where the vertical air movements are weak, the creation phase can last few hours, and the growth starts at the top of the cloud (Smith, 1993).
- A third type is a combination; orographic expressing the transport of air masses over the mountains and combines both the stratiform and convective components.

The duration of a storm can range between several minutes and more than a day, especially in the case of heavy rainfall at slow moving tropical cyclones during the monsoon season.

For example rainfall associated with convective regime may be associated with large-scale features causing local and heavy rainfall episodes which are generally difficult to forecast (Sene, 2013).

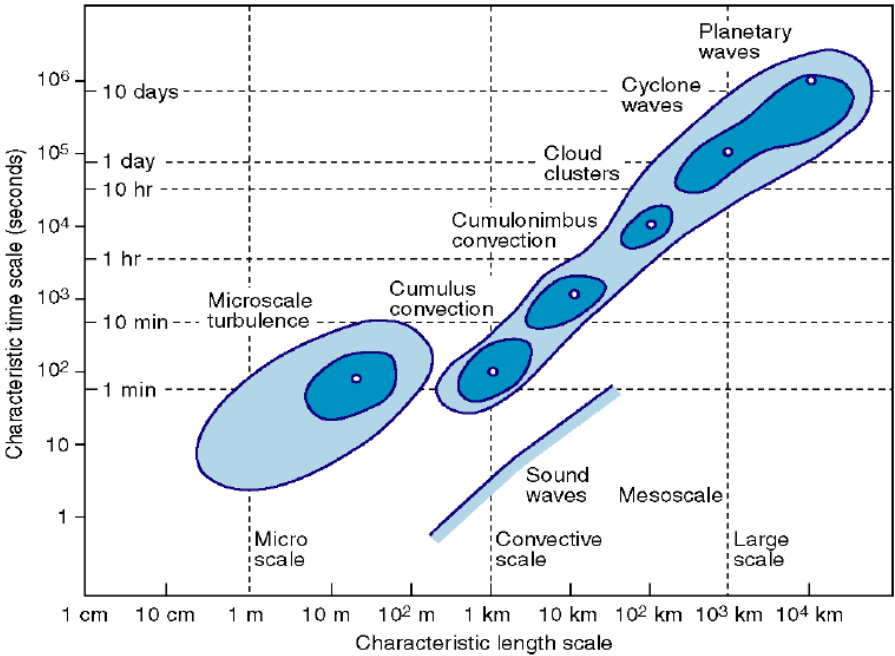


Fig.1 Relationship between atmospheric phenomena’s length and time scale (ECMWF - European Center for Medium range Weather Forecasting).

As shown in Fig. 1, small scale phenomena are generally local and with short duration. Convective scale corresponds to phenomena with limited horizontal growth, the same or slightly greater duration and high intensity rainfall. Correspondingly, mesoscale associated with atmospheric phenomena with a general horizontal development ranging from tens to hundred kilometers, including stratiform storms, squall lines, fronts, precipitation bands in tropical cyclones, and topographically induced rainfall (e.g. orographic type, mountain waves) and the sea aura and apogee (AMS, 2012). Finally, systems with a duration greater than one day correspond to large scale phenomena, which affect wide regions.

Extreme weather events, including heavy rains, lightnings, siphons and strong winds occur due to the interaction between large-scale environmental conditions and local conditions, related to solar radiation, humidity, orography, etc. Such disorders can be considered quite destructive, since they often lead to widespread or local floods in rapid response basins (localized flash floods). Another problem is the fact that it is quite difficult to predict the occurrence, path, intensity, growth and the dissipating of these weather conditions (Tafferner and Forster, 2012).

Heavy storms are not affected by the cloud size nor shape; from small-scale individual cells with a diameter of about 2 km to multicellular storm complexes size of 100 km. Their life varies from about 20 minutes for individual cells to more than several hours in the case of moving lines of thunderstorms. Moreover, these systems are not developed consistently with a linear way from limited to wide; their development is a result of a sudden instability when a certain threshold is exceeded. After the development, cloudiness and rainfall make their appearance and affect the dynamic structure of the storm, interacting again with the environment. Local orographic influences can also have a significant effect on the timing, location and extent of rainfall, partly depending on the wind direction in relation to the territory of the stronger slope (Sene, 2013). In general, storms with convective attributes are the main object of studies, in terms of their correlation with the disasters caused by specific meteorological conditions.

Convective and Stratiform classification methods

Understanding the structure of precipitation over the earth surface was a fundamental issue in meteorology and became particularly important in applications involving both numerical weather prediction (NWP) and the climate models. *Trenberth et al. (2003)* first pointed out that the precipitation characteristics are as important as precipitation quantity. Furthermore, he assumed that simulations and forecasts are very useful in order to realistically reproduce the frequency, duration and the total amount of rainfall. An outbreak of precipitation associated with either convective regime or stratiform is one of the most important features of global rainfall. As described by *Houze (1997)*, these two functions are the "signature" of cloud dynamic processes associated with the phenomenon, with important effects on atmospheric circulation.

The concept for a distinction between stratiform and convective precipitation was developed first in 1988 (*Simpson et al.*). *Houze (1997)* presented a detailed analysis of the research conducted in this field. Since then, many researchers have proposed algorithms for the separation of precipitation into the two components. *Lang et al. (2003)* summarize various separation algorithms founded in the global bibliography and many algorithms that are mostly variations of a logic inspired by *Churchill and Houze (1984)*. These processes can be termed as "texture algorithms", as an attempt to identify numerically the spatial characteristics of radar data and rainfall maps. From a conceptual point of view, the local maxima with neighboring values classified as convective, according to a set of rules that take into account the mean reflectivity for radar data or the amount of rainfall for a given period (*Caniaux et al., 1994*) that is being utilized in this study. Moreover, other methodologies have been suggested based on remote sensing techniques, which use data such as infrared radiation (*Alder and Nergi, 1988*) and the brightness temperature (*Hong et al., 1999*).

Tremblay (2005) in order to study the characteristics of global rainfall analyzed the records of the World Meteorological Organization (WMO) network for one year. The analysis revealed that the distribution of cumulative precipitation with rainfall rate characterized by an exponential law. This relationship seems to be universal and independent of the average time period taken for such distribution (Fig.2).

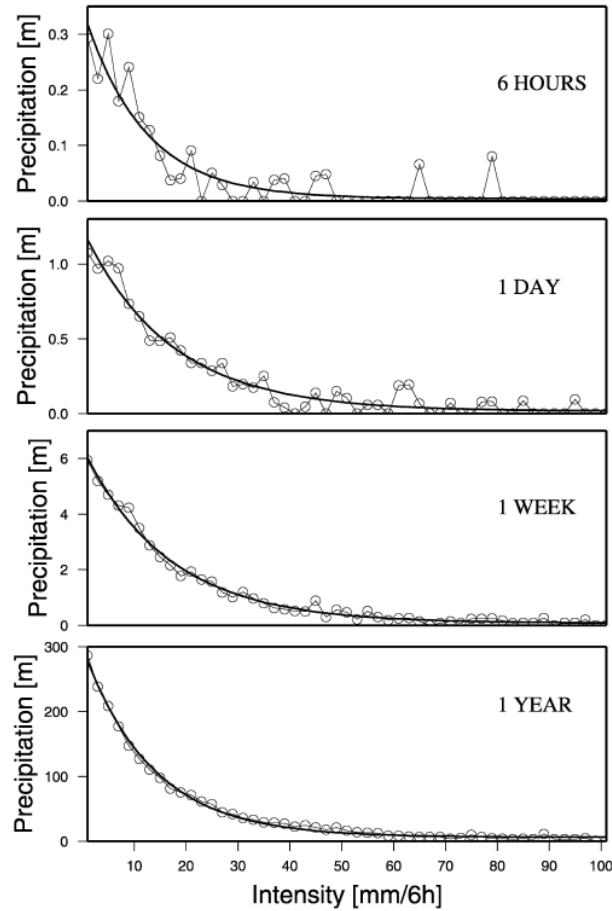


Fig. 2 Distribution of 6 hours rainfall in different periods (*Tremblay, 2005*).

This "structure" of the data suggests that this exponential distribution can be used as a basis for sharing the areal rainfall in convective and stratiform (*Tremblay, 2005*). The physical background of this approach is investigated using simulations Monte Carlo, based on a cloud model. The methodology is validated using a Fourier analysis in time, and the results are compared with the global average monthly rainfall months (convective / stratiform) to demonstrate the significant potential of this technique.

Substantially, the separation is performed by subtracting from the total distribution $P(R)$ the $P_s(R)$ component to derive the anomaly $p'(R)$. Thus, the part P_s obtained by selecting an exponential distribution such that the negative aberrations to be exactly zero, as well as the $P_c(R)$ is described by the positive anomalies and dominates for higher intensities.

After *Tremblay (2005)*, *Ruiz-Leo AM, et al., (2013)* developed a methodology for classification of precipitation using hourly rainfall records for the period 1998 to 2008, in

eastern Spain, along the Mediterranean coast of the Iberian peninsula. As it is shown in Fig. 3 an exponential law also describes the cumulative precipitation for this region, and the critical intensity was held by using the “60 % criterion” which formulates that the 60% of the total distribution describes the convective component. The value for the rainfall intensity threshold for Eastern Spain was determined at 26.25 mm/6h.

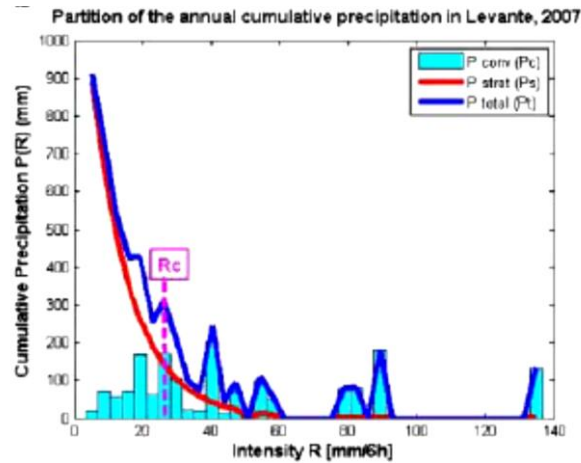


Fig. 3 Obtaining R_c for rainfall classification in Eastern Iberian peninsula (Ruiz-Leo AM, et al., 2013).

Classification of stratiform and convective precipitation over Athens area

Data and Methodology

With the purpose of developing an algorithm for partitioning precipitation into stratiform and convective components in Attica region, 10-min time step rainfall data from the METEONET (10 stations) and NOA (2 stations) rain gauge network were analysed for four years (2009-2012) and provided by the Laboratory of Hydrology and Water Resources of the National Technical University of Athens and National Observatory of Athens, respectively. Figure 4 illustrates the study area and the rain gauge network.

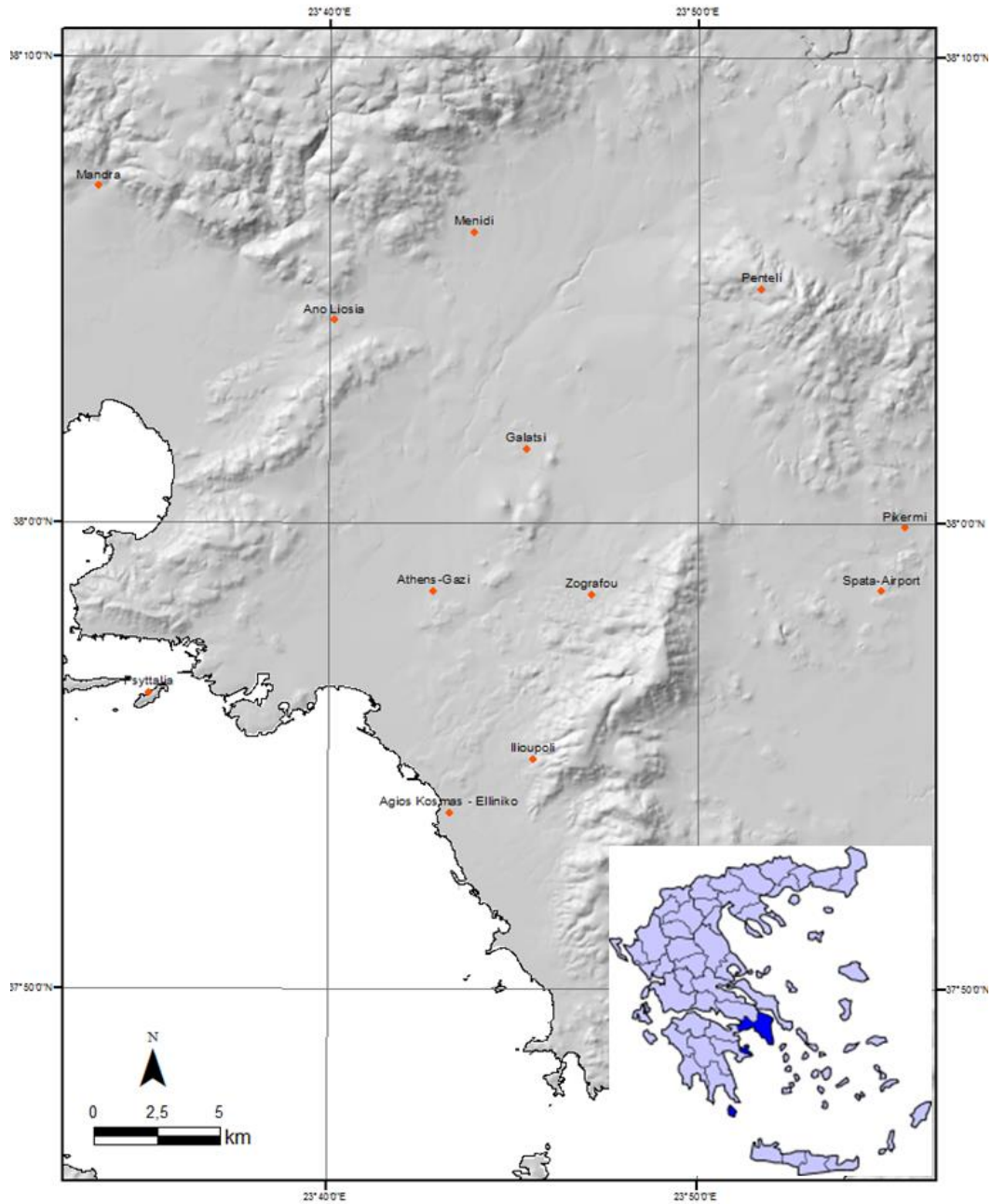


Fig. 4 Study area and rain gauge network from HOA and NOA.

First algorithm: exponential adjustment

In this section, the pairs $P(R)$, R were created for intensities R between $0 - R_{\max}$ for each station and year, with a time step $0.5 \text{ mm}/6\text{h}$. Also, an exponential equation with two parameters (A,B) was defined aiming the best fitting to the cumulative precipitation. The optimum A and B were found using evolutionary algorithms, with the restrictions that for

each R , $P_t > P_s$ and $(P_t - P_s)$ should become minimum. The histogram in Figure 5 represents the convective precipitation.

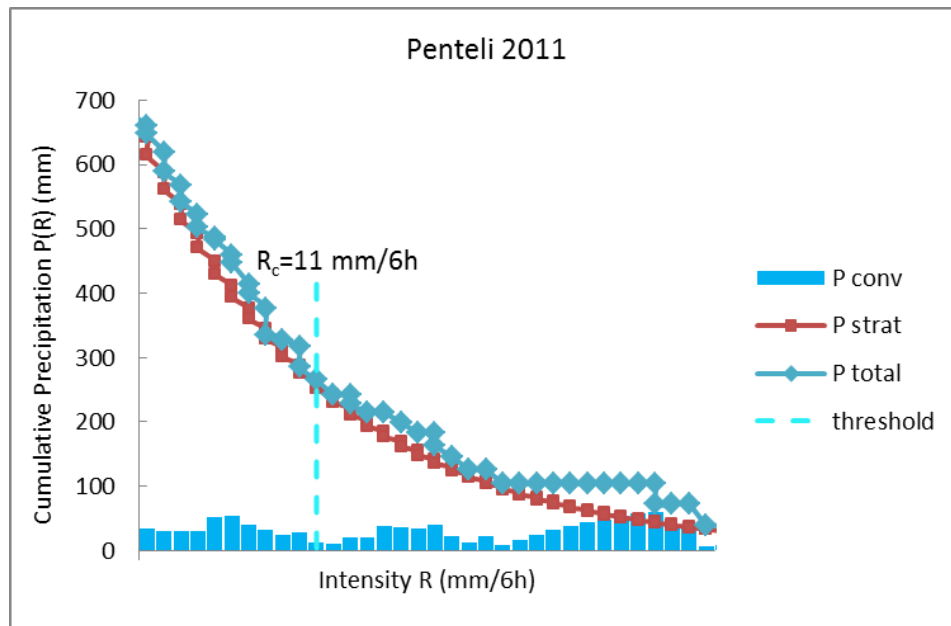


Fig.5 Exponential adjustment and R_c threshold for Penteli station, 2011.

Second algorithm: obtaining R_c

In this section, a criterion is applied in order to determine the critical rainfall intensity R_c where according to *Tremblay (2005)* the optimal R_c separates two regions in the distribution, the area on the left side of the critical value, where the stratiform regime exceeds the convective ($P_s > P_c$) and the area on the right, where the convective is dominant ($P_s < P_c$) (Fig.5).

The algorithm was developed taking into consideration that *Sixty per cent (60%) of the total cumulative precipitation is represented by convective component*. This assumption was adopted after taking into account the following:

- First *Houze (1993)* found that the P_c justifies about 60% of the total amount of precipitation for the MCS and then *Johnson & Hamilton (1988)* by studying a series of storms in the middle geographically back - respectively of this study area. estimated that the $R_{critical}$ ranges between 60% - 70%.

- Ruiz-Leo A.M., et al. (2011) used this specific condition for the respective classification in the area of eastern Spain and the results were evaluated successful.

Verification

Data from the Lightning Detection Network of Hellenic National Meteorological Service (Fig. 6.a) have been used to verify algorithm outputs with respect to convective precipitation. Furthermore, the convective forecast provided by ECMWF (Fig. 6.b) has been implemented within the validation process.

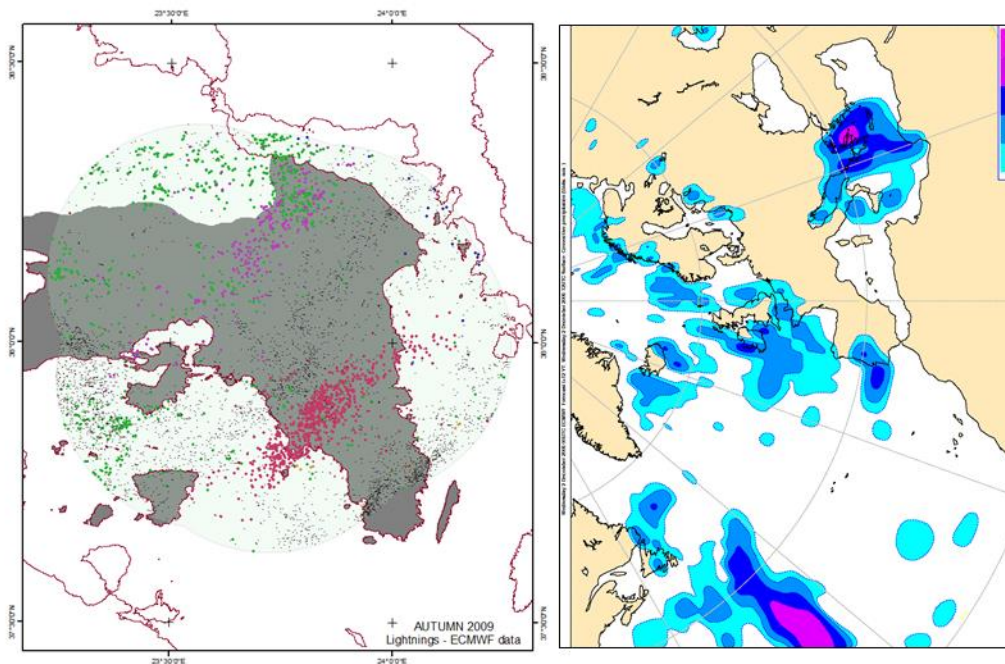


Fig. 6 (a) Lightning Detection Network data (HNMS), (b) convective precipitation forecast (ECMWF).

Results

As it is shown in Figure 7, the area with the higher threshold (~ 12 mm/6h) lies in the western part of Attica, bounded generally by the mountains Penteli and Hymettus. More specifically Hymettus appears to be related with more specific breakdown. This zone includes the eastern Penteli, the Mesogea basin and the eastern outskirts of Hymettus. In contrast, a distinct second region includes the lower intensities in the West mainly Parnes and Hymettus

mountains and Thriassion basin. The third and central zone hosts most of the rain gauge network and intensities vary normally around the mean value.

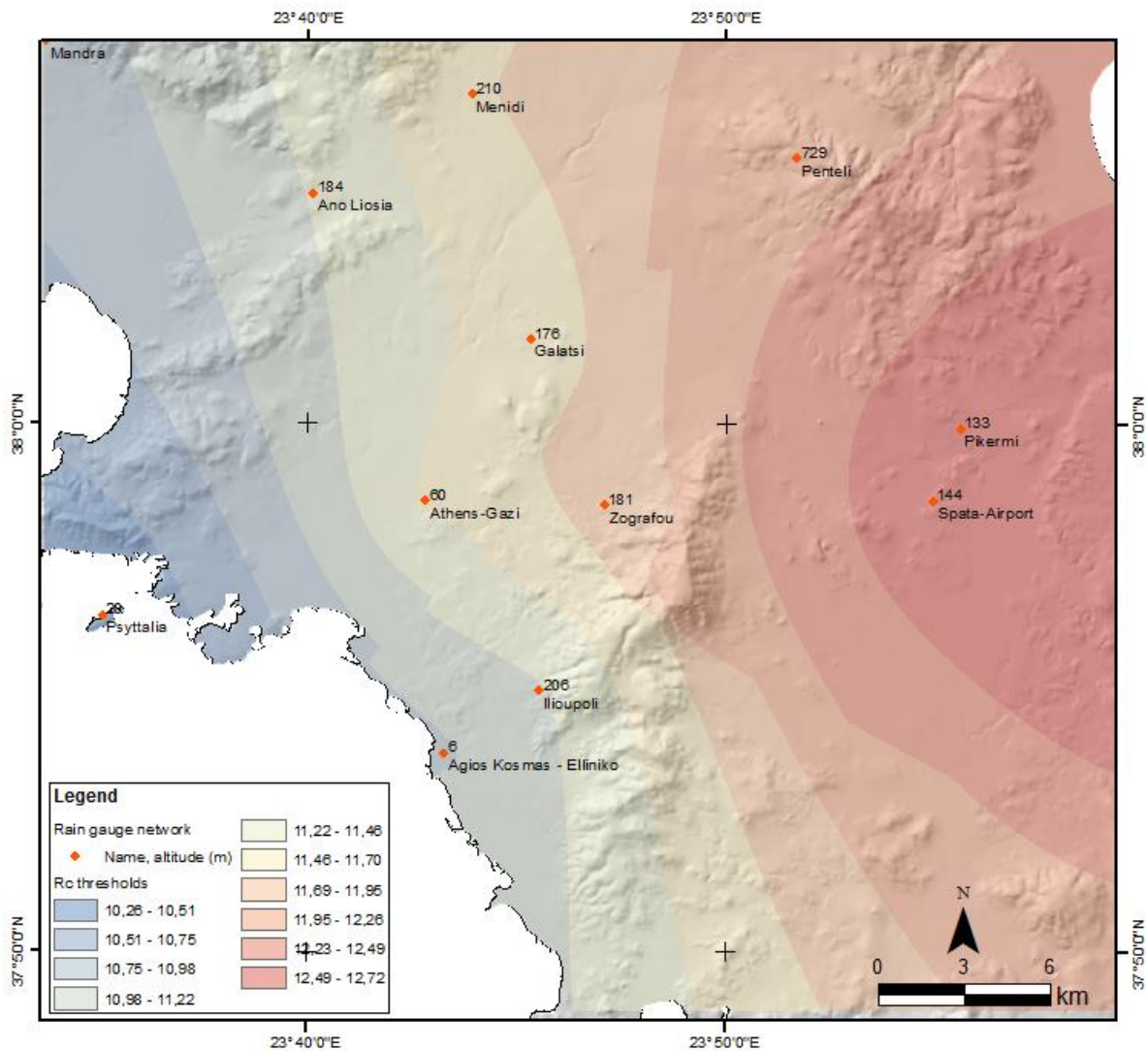


Fig. 7 Rainfall Intensity thresholds across the Attica region.

Verification methods show a satisfactory classification especially for the wet period (October - March). Figure 8 illustrates the success rates for each method and semester and it is obvious that the method with the ECMWF data verifies the methodology at 90.0 %, as the method based on HMNS data could verify less events within both periods, as mild convective phenomena not be accompanied by lightnings.

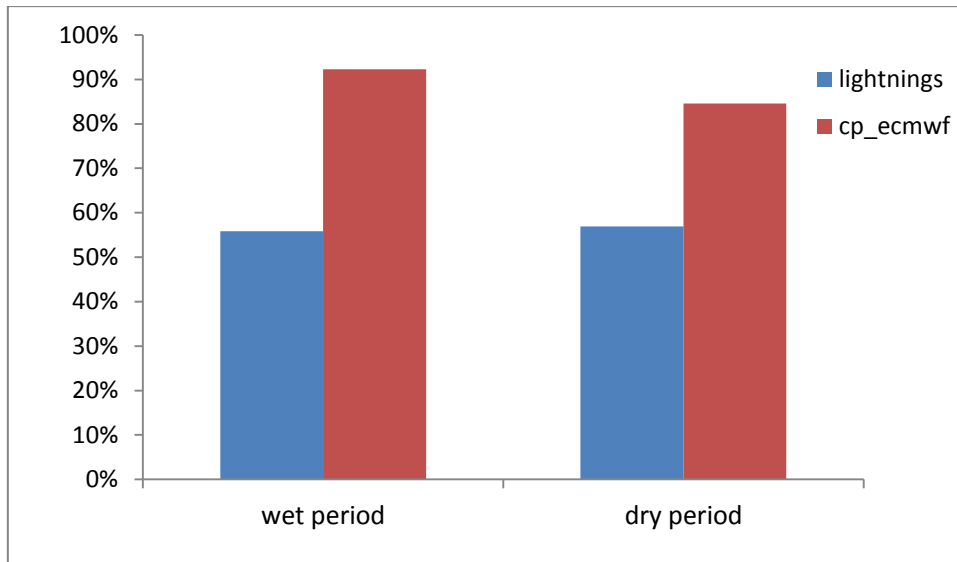


Fig. 8 Verification percentages for the two methods applied

Summary and Conclusion

Under the scope of this thesis, an integrated bibliographic review of physical and meteorological characteristics and concepts related to precipitation is attempted. More specifically atmospheric conditions, cloud formations and air masses characteristics associated with the phenomenon of precipitation were analyzed. Additionally a methodology which classifies airmass storms into two major categories · those associated with horizontal development status (type stratiform) and those associated with convective regime (type convective) was developed. Finally, a comparison between the proposed method and both lightning data and satellite forecast for convective episodes of the reporting period was held.

The main findings of this study are summarized as follows:

- The cumulative precipitation in Attica versus rainfall intensity (in mm/6 hours) can be adequately described by a power law of the form $P(R) = A(t) e^{-B(t)R}$ which represents the stratiform regime, while the observed anomalies can describe the convective component. The application of the first algorithm optimizes the above mentioned condition, yielding that the exponential distribution that minimizes defects will always be lower than the observed values. This assumption is essential for the thorough description of the phenomenon.

- The two types of storms generally can coexist for a wide range of intensities R (mm/6h), as testified by the anomalies along the exponential form, however there is a critical value of intensive R which separates the prevalence of a regime against another. Generally, the horizontal development dominates in the lower intensities, while the vertical one dominates in higher intensities.

- The implementation of the second algorithm resulted in finding the optimal R_c , ie the rainfall intensity that distinguishes the two regimes. Based on the global bibliography, the criterion that defines the critical intensity varies between 60% and 70% of the above mentioned distribution. As a result, for the case of Attica region more consistent results are observed when the critical intensity remains close to 60%, with the thresholds ranging between the values 7.81 - 14.81 mm/6h and mainly between 10.1 - 12 mm/6h. A significant finding is that from spatial aspect, the value for threshold increases from west to east.

To evaluate the above findings, the threshold were investigated for all episodes within the four years period. The comparison was based on the observed lightnings (HMNS data) and the forecast for convective precipitation (ECMWF data). The corresponding results are summarized as follows:

- While studying each episode, with the aim of detecting lightning or not, the results were about the same between the wet and dry period, 56% on average. This is probably explained by the nature of a large number of slighter convective systems, which are not connected necessarily with lightnings.

- The forecast of ECMWF for the second half of the year, also gives highest percentages in the values proposed, while generally in annual verification fluctuates between 90.0%.

Finally, some suggestions for future research in this area are brought forward:

- The specific methodology for Attica region can produce even more satisfactory results, if a denser rain gauge network for rainfall data is developed, mainly in the eastern and western part of the region. As the present study revealed, the denser the station grid was in the region, the more precise were the final results.

- The application of this methodology across Greece should be purpose, with emphasis on areas repeatedly hit by heavy rain and hail, with an indicative example in Tenagi Phillipon. Unfortunately, no general assumptions, approaches or studies can be made in order to investigate climate behavior for the whole of the country, since Greece presents considerable heterogeneity in climate, even with changes in scale of tens kilometers, and therefore the proposed critical intensity cannot be considered as representative for the whole territory.
- Finally, the methodology verification can be performed in the future with higher spatial resolution data such Radar data.

1 Εισαγωγή

1.1 Αντικείμενο της εργασίας

Η περιοχή της Αττικής χαρακτηρίζεται από πολυάριθμες βροχοπτώσεις μεταγωγικού τύπου, που συνεπάγονται σημαντικές οικονομικές και κοινωνικές επιπτώσεις. Ο στόχος της αντιμετώπισης του φαινομένου και της ελαχιστοποίησης των κινδύνων και επιπτώσεων που μπορεί να επιφέρει, καθιστά επιτακτική ανάγκη την κατανόηση και γνώση των εμπλεκόμενων μετεωρολογικών διεργασιών. Υπό το πλαίσιο αυτό, αναπτύχθηκε ένας αλγόριθμος ταξινόμησης της βροχόπτωσης στις δύο κύριες συνιστώσες, την μεταγωγική και στρωματόμορφη, όπως αναλύεται στη συνέχεια.

Γενικότερα, η καλή προσέγγιση του καθεστώτος ατμοσφαιρικής κατακρήμνισης και η συμπεριφορά του συστήματος σε μια περιοχή αποτελεί σημαντικό ζήτημα στη μετεωρολογία. Όπως είναι γνωστό, τα κύρια χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης όπως η διάρκεια και η συχνότητα των γεγονότων, είναι εξίσου σημαντικές παράμετροι, όσο και το συνολικό ποσό βροχής που καταγράφεται (Trenberth et al., 2003, Ruiz-Leo et al., 2013). Έτσι, ένα από τα πιο ενδιαφέροντα μετεωρολογικά θέματα προς διερεύνηση εστιάζει στην ανάπτυξη μιας μεθοδολογίας διάκρισης της βροχόπτωσης, με το πρώτο συστατικό να συνδέεται με συνθήκες οριζόντιας ανάπτυξης στρατόμορφων νεφών, και που διεθνώς έχει επικρατήσει ο όρος «*stratiform precipitation*» και το δεύτερο που αντιπροσωπεύει τις ισχυρές καταγίδες να συνδέεται με συνθήκες κατακόρυφης ανάπτυξης, που διεθνώς αναφέρεται ως «*convective precipitation*». Όπως γίνεται σαφές, τα επιμέρους καθεστώτα συνδέονται με διαφορετική φυσική των νεφών και εμπλέκονται στη γενική ατμοσφαιρική κυκλοφορία (Houze, 1997), η οποία και επηρεάζει την εποχική διακύμανση της βροχόπτωσης (Munoz-Diaz and Rodrigo, 2006). Ακόμα, παρουσιάζουν διαφορετική κατανομή στο κατακόρυφο θερμικό προφίλ της ατμόσφαιρας (Lin et al., 2004, Mapes and Houze, 1995, Steiner and Smith, 1998). Επομένως, μια ακριβής μελέτη των δύο προαναφερθέντων (convective – stratiform) συνιστωσών είναι απαραίτητη για τη διασύνδεση με τις συνέπειες των φαινομένων.

Όπως αναλύεται στη συνέχεια, η εργασία χωρίζεται σε τρία σκέλη. Το πρώτο περιλαμβάνει μια αδρή βιβλιογραφική επισκόπηση του απαραίτητου θεωρητικού υποβάθρου και μια εκτεταμένη ανάλυση των μεθόδων διαχωρισμού που αναπτύχθηκαν τα τελευταία χρόνια. Στο

δεύτερο μέρος επιχειρείται η ανάπτυξη μιας συγκεκριμένης μεθοδολογίας η οποία οφείλει να ανταποκρίνεται στα μετεωρολογικά χαρακτηριστικά της Αττικής, καθώς και η αποτύπωση των αποτελεσμάτων. Το τρίτο σκέλος αφορά στην αξιολόγηση της μεθόδου και την εξαγωγή συμπερασμάτων, ενώ αναφέρονται και ορισμένα σημεία που αξίζουν περαιτέρω διερεύνησης στο μέλλον.

1.2 Πρωτότυπα σημεία και εφαρμογές

Η Αττική στο μεγαλύτερο τμήμα της χαρακτηρίζεται από έντονη αστικοποίηση τις τελευταίες τρεις δεκαετίες (*Philandras, et al., 1999*) η οποία δεν συνοδεύεται πάντα από διευθέτηση ρεμάτων και αντιπλημμυρική προστασία, με χαρακτηριστική περίπτωση το ρέμα της Εσχατιάς, στα δυτικά προάστια της Αθήνας.

Η ανάπτυξη μεθοδολογίας διαχωρισμού της βροχόπτωσης (*Tremblay, 2005*) στις δύο κύριες συνιστώσες (κατακόρυφης και στρωματόμορφης ανάπτυξης) στην περιοχή της Αττικής αποτελεί ένα ζήτημα σχετικά ανεξερεύνητο. Η μέθοδος που εφαρμόζεται ορίζει συγκεκριμένες τιμές – κατώφλια έντασης βροχόπτωσης ανά περιοχή της Αττικής, συμβάλλοντας στη διάκριση των καταιγιδόφωρων συστημάτων, σε προγνωστικό δηλαδή επίπεδο.

Η επαλήθευση των κρίσιμων εντάσεων - κατωφλιών πραγματοποιήθηκε με δύο τρόπους που βασίζονται σε δεδομένα υψηλής χωροχρονικής ανάλυσης · αφενός με τη χρήση δεδομένων ηλεκτρικών εκκενώσεων από το αρχείο της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (ΕΜΥ), αφετέρου με τα δεδομένα πρόγνωσης για τα καταιγιδόφωρα συστήματα από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμης Πρόγνωσης Καιρού (ECMWF).

Η προαναφερθείσα μεθοδολογία προτείνεται να εφαρμοσθεί και σε άλλες περιοχές της Ελλάδας, με σκοπό την χωρική κατανομή των κατωφλιών - κρίσιμων εντάσεων, ώστε να βοηθηθεί ο επιχειρησιακός μετεωρολόγος στην πρόγνωση ακραίων καιρικών φαινομένων για την καλύτερη έγκαιρη προειδοποίηση των αρμοδίων φορέων και υπηρεσιών (πχ. Γενική Γραμματεία Πολιτικής Προστασίας) σε ό,τι αφορά τις πλημμύρες σε αστικές περιοχές, τις χαλαζοπτώσεις στις αγροτικές και τις ηλεκτρικές εκκενώσεις γενικότερα.

1.3 Διάρθρωση της εργασίας

Το τεύχος χωρίζεται σε έξι κεφάλαια, εκ των οποίων το πρώτο είναι το παρόν (Εισαγωγή). Ακόμα, στο τέλος παραθέτονται η Βιβλιογραφία και το Παράρτημα.

Στο Κεφάλαιο 2 περιγράφεται το σχετικό μετεωρολογικό υπόβαθρο, οι σχέσεις που διέπουν την κατακρήμνιση στην ατμόσφαιρα, οι ατμοσφαιρικές συνθήκες, η ταξινόμηση της νέφωσης και ιδίως των καταιγίδων.

Στο Κεφάλαιο 3 επιχειρείται η ανασκόπηση στις μεθόδους ταξινόμησης της βροχόπτωσης, που εφαρμόζονται σε περιοχές με παρόμοια συνοπτικά χαρακτηριστικά.

Στο Κεφάλαιο 4 περιγράφεται η μεθοδολογία που αναπτύχθηκε καθώς και τα επιμέρους προβλήματα, αποτελέσματα και η ερμηνεία τους.

Στο Κεφάλαιο 5 πραγματοποιείται η επαλήθευση του μοντέλου με δύο διαφορετικές μεθοδολογίες, ενώ περιλαμβάνεται και σημαντικό οπτικοποιημένο υλικό.

Στο Κεφάλαιο 6 συνοψίζονται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη συγκεκριμένη έρευνα και αναφέρονται ορισμένα σημεία που χρήζουν περαιτέρω έρευνας.

Στο τέλος της εργασίας βρίσκονται τα Παραρτήματα Ι,ΙΙ,ΙΙΙ, με τις χρονοσειρές βροχόπτωσης για κάθε σταθμό, τα αποτελέσματα του μοντέλου και τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση, αντιστοίχως.

2 Φυσικό - μετεωρολογικό πλαίσιο κατακρήμνισης

Από το σύνολο των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, δηλαδή της συνολικής ποσότητας νερού που φθάνει στη γήινη επιφάνεια μέσω διαδικασιών υγροποίησης των ατμοσφαιρικών υδρατμών, σε περιοχές με εύκρατο κλίμα - όπως ο ελλαδικός χώρος - ενδιαφέρουν κύρια οι βροχοπτώσεις, οι οποίες υπερτερούν ποσοτικά σε μεγάλο βαθμό έναντι του χιονιού, χαλαζιού και λοιπών μορφών, και ευθύνονται για τις συνηθέστερες επιπτώσεις της κατακρήμνισης με κύρια εξ αυτών τις πλημμύρες. Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφονται οι βασικές θεωρητικές αρχές, που σχετίζονται με τη γένεση, την εξέλιξη, τα χαρακτηριστικά και την ταξινόμηση των καταιγίδων.

2.1 Φυσικό πλαίσιο κατακρήμνισης

Η δυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας μπορεί να περιγραφεί με έξι βασικές μεταβλητές: την πίεση, τη θερμοκρασία, την πυκνότητα και τις τρεις συνιστώσες της ταχύτητας, στις τρεις διευθύνσεις.

Οι υδρατμοί που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα ευθύνονται για το σχηματισμό των νεφών και τελικά την κατακρήμνιση και η ποσότητα τους εκφράζεται με αναφορά στην πυκνότητα ή τη μερική τους πίεση. Έτσι, ορίζοντας ρ_v την πυκνότητα υδρατμών ή απόλυτη υγρασία και ρ_d την πυκνότητα ξηρού αέρα (όπου σε $T=0^\circ\text{C}$ και $p=1013.25$ hPa, ισχύει $\rho_d=1.2923$ kg/m³), ορίζεται ο λόγος ανάμιξης r , ως:

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (2.1)$$

Και ως ειδική υγρασία q :

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} = \frac{r}{r+1} \quad (2.2)$$

Οι τιμές των δύο μεγεθών δε διαφέρουν πολύ και για τα μεσαία γεωγραφικά πλάτη τυπικά ορίζονται στα 2 g/kg.

Η μερική πίεση υδρατμών e αναπτύσσεται λόγω της μοριακής κίνησης και των συγκρούσεων των μορίων νερού, και όπως προκύπτει από το νόμο μερικών πιέσεων του Dalton, ισούται με:

$$e = \frac{r+p}{\varepsilon+r} \quad (2.3)$$

Όπου p η ατμοσφαιρική πίεση και $\varepsilon = 0.622$, σταθερά που εκφράζει το λόγο μοριακών βαρών του νερού.

Για δεδομένη θερμοκρασία αέρα υπάρχει μια μέγιστη πίεση υδρατμών που είναι θερμοδυναμικά ευσταθής, η *πίεση ή τάση κορεσμού υδρατμών*. Οποιαδήποτε προσθήκη υδρατμών σε ατμόσφαιρα υπό συνθήκες κορεσμού, συνεπάγεται *υγροποίηση*, ενώ στο ίδιο αποτέλεσμα θα καταλήξουμε και με μείωση της θερμοκρασίας για δεδομένη περιεκτικότητα υδρατμών, γνωρίζοντας πως η πίεση κορεσμού είναι αύξουσα συνάρτηση της θερμοκρασίας.

Η συνάρτηση αυτή περιγράφεται με τη διαφορική εξίσωση των Clausius-Clapeyron, από τη λύση της οποίας προκύπτει η προσέγγιση κατά Tetens, 1930:

$$e_* = 6.11 \exp\left(\frac{17.27T}{T+237.3}\right), (e_*: \text{hPa}, T: ^\circ\text{C}) \quad (2.4)$$

Ενώ η σχετική υγρασία U αποτελεί την πλέον διαδεδομένη έκφραση της ατμοσφαιρικής υγρασίας:

$$U = \frac{e}{e_*} \quad (2.5)$$

Τέλος, η θερμοκρασία κατά την οποία επιτυγχάνεται ο κορεσμός της ατμόσφαιρας, με ψύξη χωρίς ταυτόχρονη μεταβολή της πίεσης και του λόγου ανάμιξης, ονομάζεται *θερμοκρασία δρόσου*, και ορίζεται ως:

$$T_d = \frac{237,3t}{17,27-t} (^\circ\text{C}) \quad , \text{όπου: } t = \frac{17,27T}{T+237,3} + \ln U \quad (2.6)$$

Για τη γένεση της βροχόπτωσης, προϋπόθεση αποτελεί η δημιουργία θερμοϋγρομετρικής κατάστασης κορεσμού υδρατμών. Οι συνθήκες υγροποίησης έρχονται ως αποτέλεσμα της διόγκωσης και ψύξης του εμπλουτισμένου σε υγρασία αέρα κατά την ανοδική του πορεία, η οποία και προκαλείται λόγω διαφοράς θερμοκρασίας και πίεσης στις διάφορες στάθμες. Τέτοιες ανοδικές κινήσεις ευνοούνται όταν επικρατούν *συνθήκες αστάθειας* στην ατμόσφαιρα, δηλαδή απότομης μείωσης της θερμοκρασίας του αέρα με το υψόμετρο. Την

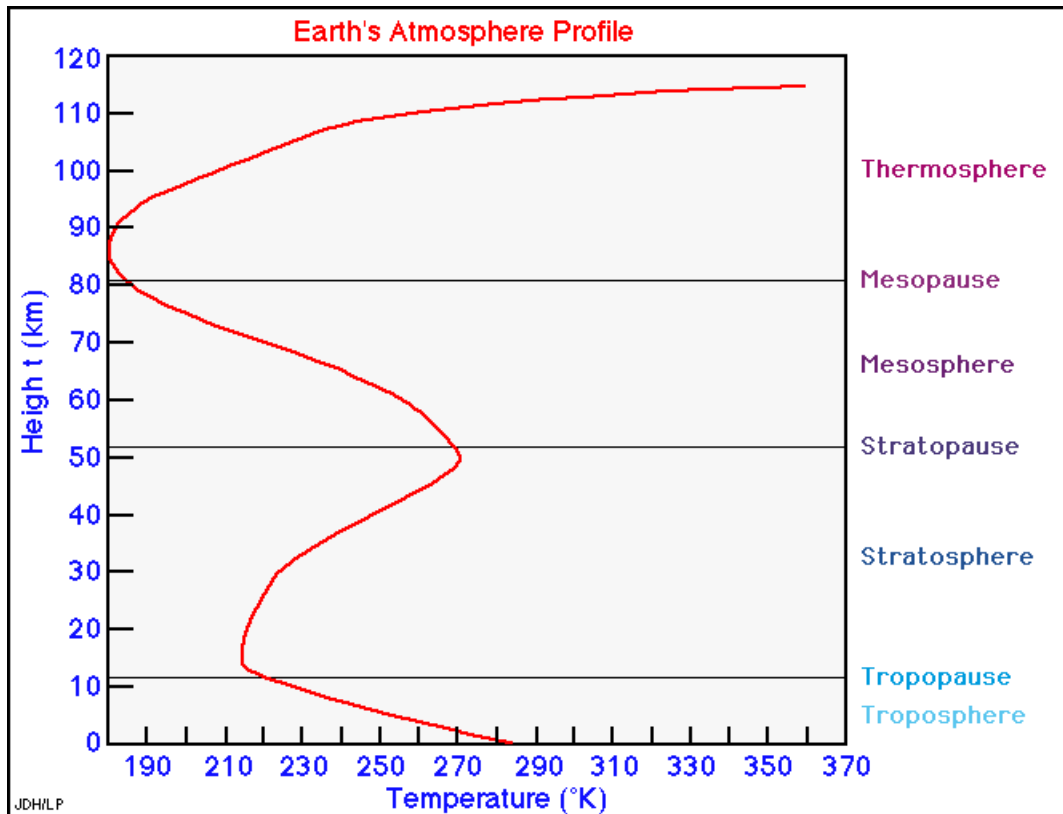
άνοδο ακολουθεί η συμπύκνωση των υδρατμών σε λεπτά σταγονίδια ενδεικτικής διαμέτρου 10-30 μm ή μικρούς κρυστάλλους, ανάλογα και με την επικρατούσα θερμοκρασία.

Η διαδικασία της υγροποίησης που ακολουθεί προϋποθέτει τη δημιουργία διεπιφάνειας μεταξύ υγρής και αέριας φάσης, με άλλα λόγια την ύπαρξη *πυρήνων συμπύκνωσης* (σκόνη, εδαφικό υλικό, προϊόντα καύσης, άλας που εγκλωβίζεται κατά την εξάτμιση του θαλασσινού νερού, κλπ) που συνήθως κυκλοφορούν σε επαρκείς ποσότητες στην ατμόσφαιρα, οι οποίοι και ευνοούν την ετερογενή πυρηνοποίηση, ή και άνευ της παρουσίας τους, με ομογενή πυρηνοποίηση, όπου ο πυρήνας αποτελείται από σύμπλεγμα μορίων νερού.

Το αποτέλεσμα είναι εμφανές μακροσκοπικά με τη δημιουργία νεφών και, τέλος, η διαδικασία της γένεσης ολοκληρώνεται με τον πολλαπλασιασμό της μάζας των σταγονιδίων, σε μέγεθος τέτοιο που οι δυνάμεις βαρύτητας να υπερνικούν το καθεστώς αιώρησης που δημιουργεί η τυρβώδης διάχυση εντός του νέφους.

2.2 Μετεωρολογικό πλαίσιο

Η ατμόσφαιρα είναι ένα τρισδιάστατη ρευστό. Ο αέρας κινείται οριζόντια και κάθετα δημιουργώντας ένα μωσαϊκό από καιρικά φαινόμενα, και διαμορφώνοντας τις ιδιότητες του κλίματος. Η ηλιακή ακτινοβολία αλληλεπιδρά με την επιφάνεια της Γης και της ατμόσφαιρας, βοηθώντας στο να καθοριστεί το κατακόρυφο προφίλ της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας (Σχήμα. 2.1). Η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας είναι ένας σημαντικός παράγοντας στον καιρό και το κλίμα. Ελέγχει την κατακόρυφη κίνηση του αέρα, καθορίζει την ύπαρξη των νεφών και της βροχής, μειώνει την ορατότητα και ρυθμίζει το επίπεδο της ρύπανσης κοντά στην επιφάνεια της Γης. Βασικός παράγοντας για τη διαμόρφωση του κατακόρυφου προφίλ της ατμόσφαιρας είναι οι κατακόρυφες κινήσεις του αέρα, διαδικασία γνωστή ως *convection* (υπό την έννοια της μεταφοράς θερμότητας). Η κατακόρυφη κατανομή της θερμότητας, λοιπόν, λόγω μεταφοράς θερμότητας επηρεάζει την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας σε έναν όγκο αερίου ή υγρού. Αυτή είναι η κίνηση στην ατμόσφαιρα, που οδηγεί στο σχηματισμό των νεφών, απομακρύνει τους ρύπους από την επιφάνεια της Γης, και συμβάλλει στην ανάμειξη της ατμόσφαιρας, καθορίζοντας το κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας.



Σχήμα 2.1 Κατανομή της θερμοκρασίας (K) με το ύψος (km) και παράσταση της στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας (<http://eesc.columbia.edu/courses/ees/slides/climate/atmprofile.gif>)

Στην προηγούμενη παράγραφο περιγράφονται τα βασικά στάδια για τη γένεση της κατακρήμισης. Οι μετεωρολογικές συνθήκες που επάγουν αυτές τις κινήσεις και οδηγούν στο σχηματισμό κατακρημισμάτων χαρακτηρίζονται από δύο κύριους μετεωρολογικούς μηχανισμούς, οι οποίοι και θα περιγραφούν στη συνέχεια:

- τον μεταγωγικό ή κατακόρυφης μεταφοράς (*convective*) όπου κυριαρχεί η κατακόρυφη κίνηση του αέρα και η διαδικασία της δημιουργίας κατακρήμισης είναι ταχύτερη (τυπικός χρόνος τα 45 min) και η ανάπτυξή της ξεκινά από τη βάση του σύννεφου, και
- τον οριζόντιας ή στρωματομόρφης ανάπτυξης, (*stratiform*), όπου η κατακόρυφη κίνηση του αέρα είναι ασθενής, η φάση δημιουργίας μπορεί να διαρκεί ώρες και η ανάπτυξη ξεκινά στο επάνω μέρος του σύννεφου (*Smith, 1993*).

Ένας τρίτος συνδυαστικός τύπος είναι ο ορογραφικός (*orographic*), εκφράζοντας τη μεταφορά αερίων μαζών πάνω από όρη και συνδυάζει τόσο τις μεταγωγικές όσο και τις στρωματομορφες συνιστώσες.

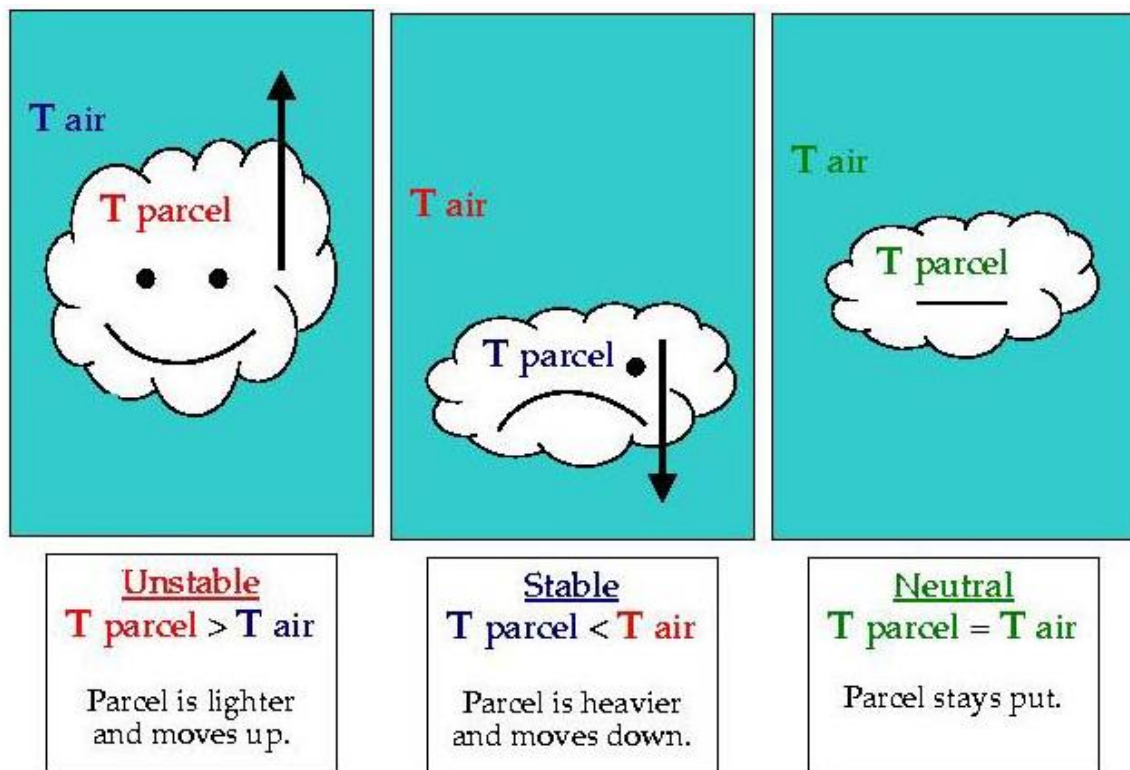
Επιχειρώντας μια ολιστική προσέγγιση του ζητήματος, στο παρόν κεφάλαιο περιγράφονται τα βασικά χαρακτηριστικά και συστατικά μέρη της ατμόσφαιρας που ενδιαφέρουν, καθώς και τα επιμέρους χαρακτηριστικά των καταιγίδων.

2.2.1 Ατμοσφαιρική ευστάθεια και αστάθεια

Ο σχηματισμός των νεφών συνδέεται με την κατάσταση στην οποία βρίσκεται η ατμόσφαιρα. Συγκεκριμένα η διαδικασία ευνοείται όταν επικρατεί *ασταθής* περιβάλλον. Για την εκτίμηση της κατάστασης ισορροπίας (σταθερότητας ή αστάθειας) της ατμόσφαιρας χρησιμοποιούνται κατάλληλοι δείκτες, όπως η Μεταγωγική Διαθέσιμη Δυνητική Ενέργεια (CAPE).

Πρακτικά, μελετώντας ένα «πακέτο» αέρα, στο οποίο ασκείται μια κατακόρυφη ώθηση προς τα επάνω μπορούν να συμβούν τρία σενάρια, όπως παρουσιάζεται και στο Σχήμα 2.2:

- το τμήμα αέρα να γίνει θερμότερο του περιβάλλοντος και κατ' επέκταση να αποκτήσει μικρότερη πυκνότητα, με αποτέλεσμα να αποκτήσει θετική άνωση και να αρχίσει να ανυψώνεται, και στην περίπτωση αυτή ορίζουμε την *ασταθή ατμόσφαιρα*, που όπως είναι λογικό η λειτουργία αυτή ευνοεί το σχηματισμό νεφών
- το τμήμα αέρα να παραμείνει στην ίδια θερμοκρασία, έχοντας δηλαδή την ίδια πυκνότητα με το περιβάλλον, με αποτέλεσμα να μην υπάρχει άνωση και το τμήμα αέρα να παραμείνει στη νέα του θέση, άρα *ουδέτερη ατμόσφαιρα*
- το τμήμα αέρα να γίνει ψυχρότερο του περιβάλλοντος, συμπυκνούμενο να αποκτήσει μεγαλύτερη πυκνότητα και να βυθιστεί επιστρέφοντας στην αρχική του θέση (καθοδικές κινήσεις - *ευσταθής ατμόσφαιρα*).



Σχήμα 2.2 Ατμοσφαιρική ισορροπία – τα τρία σενάρια (http://eesc.columbia.edu/courses/eesc/slides/climate/atm_stab1.jpg)

Κατ' αναλογία, εάν σε ένα πακέτο αέρα ασκηθεί μια προς τα κάτω κατακόρυφη ώθηση τότε σε ασταθή ατμόσφαιρα το τμήμα γίνεται ψυχρότερο και πυκνότερο σε σχέση με το περιβάλλον του και *βυθίζεται*, σε ουδέτερη ατμόσφαιρα το τμήμα αέρα παραμένει σταθερό, σε ευσταθή ατμόσφαιρα το τμήμα γίνεται θερμότερο έχοντας μικρότερη πυκνότητα από το περιβάλλον, επιστρέφοντας στην αρχική του θέση ισορροπίας.

2.2.2 Σχηματισμός και ταξινόμηση νεφών





Για το σχηματισμό των νεφών απαιτείται μια διαδικασία που συνδέεται με τη σταδιακή συμπύκνωση των υδρατμών. Με μεταφορά σε ψυχρότερη περιοχή, με αδιαβατική εκτόνωση ή με ακτινοβολία, επιτυγχάνεται ψύξη του υγρού αέρα μέχρι η θερμοκρασία να φτάσει κάτω από το σημείο δρόσου - δηλαδή στις συνθήκες που επιτυγχάνεται κορεσμός - και τότε υπό σταθερή πίεση και λόγο ανάμιξης (Κουτσογιάννης, 2013) οι υδρατμοί αρχίζουν και συμπυκνώνονται, με ενδιάμεσο στάδιο την πυρηνοποίηση που διακρίνεται σε ομογενή αν η διεργασία πραγματοποιείται με προϋπάρχοντα μόρια νερού και σε ετερογενή, με πυρήνας διαφορετικής προέλευσης, όπως ρύποι (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004,

Κουτσογιάννης, 2002). Σε αυτό το σημείο και περνώντας σταδιακά από την αέρια στην υγρή και στερεή φάση, σχηματίζονται μικροσταγονίδια ή μικροκρύσταλλοι διαμέτρου 10 – 30 μm, ανάλογα με τη θερμοκρασία περιβάλλοντος. Συγκεντρώσεις τέτοιων σωματιδίων αποτελούν τα νέφη.

Η παρουσία συγκεντρώσεων νεφών στην ατμόσφαιρα, εκφράζεται με τον όρο νέφωση και αναφέρεται στο ποσοστό της έκτασης του ουρανού θόλου που είναι καλυμμένος με νέφη. Διεθνώς μετριέται σε όγδοα καλυμμένου ουρανού. Με άλλα λόγια, νέφωση μηδέν (0) δηλώνει αίθριο ουρανό ενώ 8/8 νέφωση δηλώνει ουρανό εντελώς νεφοσκεπή. Τέλος, η τιμή της νέφωσης συνδέεται με την αντίστοιχη ηλιοφάνεια δηλαδή το χρονικό διάστημα της ημέρας που ο ήλιος είναι ορατός και η ακτινοβολία φτάνει ανεμπόδιστα στην επιφάνεια του εδάφους (*Ζαμπάκας, 1981*).

Τα νέφη ταξινομούνται ανάλογα με τη φυσική διεργασία σχηματισμού τους και διαιρούνται σε νέφη συνοπτικών διαταραχών, ανοδικών ρευμάτων, ορογραφικά και μετωπικά (*Πνευματικός, 2003*). Ανάλογα με το ύψος, διακρίνονται σε τέσσερις ομάδες, τα κατώτερα - χαμηλά, τα μέσα, τα ανώτερα - υψηλά και τα κατακόρυφης ανάπτυξης (Πίνακας 2.1). Αξίζει να αναφερθεί πως το μέγιστο ύψος των νεφών δεν ξεπερνά τα 15 km (*Μακρογιάννης και Σαχσάμανογλου, 2004*).

Πίνακας 2.1 Διεθνής ταξινόμηση νεφών (Βίγκλας, 2007, με τροποποιήσεις)

	Ύψος (m)	Χαρακτηρισμός	Ονομασία	Σχηματική Απεικόνιση
Νέφη οριζόντιας ανάπτυξης	6 - 10000	Υψηλά νέφη	Cirrus (Ci), Θύσανοι	
		Υψηλά νέφη	Cirrostratus (Cs), Θυσανοστρώματα	
		Υψηλά νέφη	Cirrocumulus (Cc), Θυσανοσωρείτες	
	2 - 6000	Μεσαία νέφη	Altostratus (As), Υψηστρώματα	
		Μεσαία νέφη	Alto cumulus (Ac), Υψησωρείτες	
	0 - 2000	Χαμηλά νέφη	Stratus (St), Στρώματα	
Χαμηλά νέφη		Stratocumulus (Sc), Στρωματοσωρείτες		
Χαμηλά νέφη		Nimbostratus (Ns), Μελανοστρώματα		
Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης			Cumulus (Cu), Σωρείτες	
			Cumulonimbus (Cb), Σωρειτομελανίες	

Ως προς τα χαρακτηριστικά τους, τα υψηλά νέφη διαθέτουν γενικά λεπτή μορφή, προμηνύουν τον ερχομό θερμού μετώπου και δεν παράγουν βροχή, ενώ ευθύνονται για τη νέφωση σε μεγάλα ύψη. Τα μεσαία νέφη είναι ανοιχτόχρωμα, και δεν παράγουν βροχή. Τα μεν alto cumulus παρουσιάζονται ως «διάχυτες τούφες» ή και σε οργάνωση, ενώ τα altostratus είναι διάχυτα σε μεγάλη επιφάνεια. Τα χαμηλά νέφη είναι νέφη βροχής. Τα μεν stratus είναι γκρίζα, δημιουργούν γενική νέφωση και όμβροι ή ασθενής βροχή είναι σύνηθες φαινόμενο. Τα nimbostratus είναι νέφη συνεχούς σταθερής βροχής ή και χιονιού και δημιουργούν γενική νέφωση.

Για να αναπτυχθεί ένα νέφος κατακόρυφης ανάπτυξης απαιτείται θερμική ενέργεια από το έδαφος. Η ενέργεια αυτή, με μορφή θερμού ρεύματος, ανέρχεται προς τα επάνω μέχρι να υγροποιηθεί. Στο σημείο αυτό δημιουργείται θερμικό νέφος τύπου cumulus. Το σχήμα

«άκμωνα» ή «αμονιού» στην κορυφή του cumulonimbus, οφείλεται στους ισχυρούς ανέμους της κατώτερης στρατόσφαιρας (Ζαμπάκας, 1981).

Εύκολα εξάγεται το συμπέρασμα πως για την πρόγνωση ισχυρών καταιγίδων ενδιαφέρει η έγκαιρη ανίχνευση των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, καθώς τα συστήματα αυτά σχετίζονται με ισχυρά κατακόρυφα πεδία ταχυτήτων σε περιορισμένες σχετικά εκτάσεις και ιδιαίτερα υψηλές εντάσεις (Anagnostou and Kummerow, 1996).

2.2.3 Χαρακτηριστικά και είδη αερίων μαζών

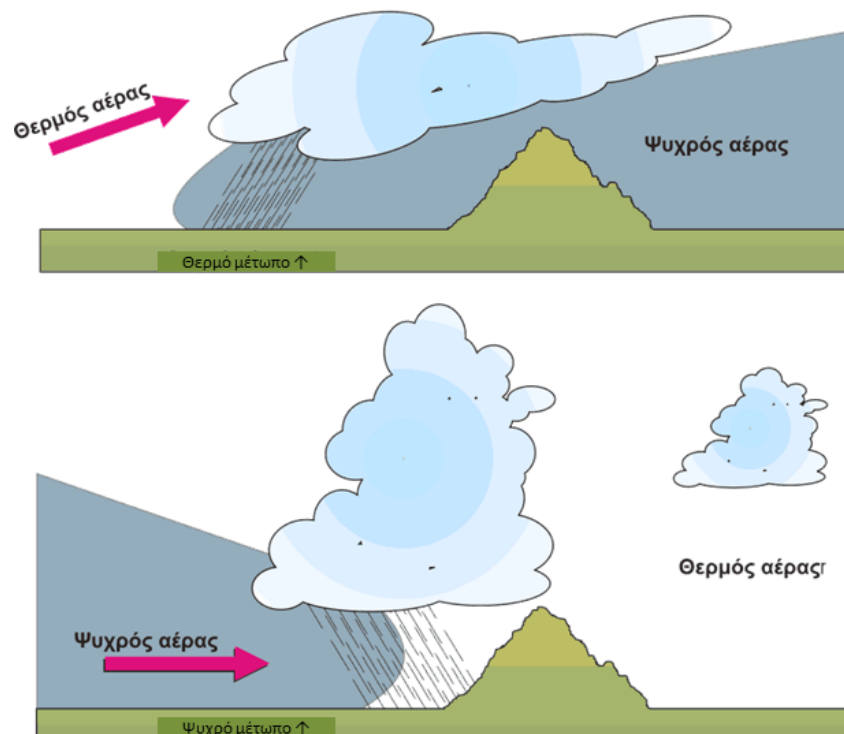
Με τον όρο «αέρια μάζα» στη Μετεωρολογία ορίζεται ένα υπερμέγεθες σώμα αέρος το οποίο παρουσιάζει οριζόντια ομοιογένεια, κυρίως ως προς την θερμοκρασία και υγρασία του, ενώ οι κατακόρυφες μεταβολές της θερμοκρασίας και υγρασίας είναι περίπου οι ίδιες σε όλη την έκταση που καταλαμβάνει η θεωρούμενη μάζα. Η οριζόντια έκταση μπορεί να είναι 1000 ή και περισσότερα χιλιόμετρα. Έτσι, μια αέρια μάζα μπορεί να καλύπτει ένα μεγάλο μέρος μιας ηπείρου ή και ενός ωκεανού. Με τις μετακινήσεις των αερίων μαζών, γενικά, πραγματοποιείται ισομερής κατανομή της ενέργειας στον πλανήτη (Μακρογιάννης και Σαχσάμανογλου, 2004).

Μελετώντας μια αέρια μάζα, καθορίζεται η πηγή της, δηλαδή η περιοχή πάνω στην οποία σχηματίστηκε και η οποία ευθύνεται για τα κύρια χαρακτηριστικά της, η διαδρομή της, δηλαδή η τροχιά που ακολούθησε μέχρι να φτάσει στην περιοχή που εξετάζεται, και ηλικία της που είναι ο χρόνος που μεσολαβεί για κάνει η συζητούμενη μάζα την παραπάνω διαδρομή.

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται σύμφωνα με την πηγή και την διαδρομή τους. Διακρίνονται σε πολικές (P), οι τροπικές (T), οι αρκτικές (A) και οι ισημερινές (E) που είναι είτε θαλάσσιες (M) είτε ηπειρωτικές (C) (Ζαμπάκας, 1981).

Οι μετωπικές επιφάνειες ή μέτωπα δημιουργούνται όταν δυο αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοϋγρομετρικά χαρακτηριστικά έλθουν κατά την κίνηση τους σε επαφή και εισχωρούν η μια εντός της άλλης μέχρι βάθος 15 – 50 km περίπου. Στην πραγματικότητα, κάθε μετωπική επιφάνεια είναι μια στενή μεταβατική ζώνη, ανάμεσα σε δυο πολύ μεγάλων διατάσεων αέριες μάζες. Η τομή μιας μετωπικής επιφάνειας με ένα οριζόντιο επίπεδο είναι μια γραμμή που

λέγεται μέτωπο (Μακρογιάννης και Σαχσάμανογλου, 2004). Οι μετωπικές επιφάνειες και τα μέτωπα μπορούν να θεωρηθούν οριακές επιφάνειες (boundarylayers) που διαχωρίζουν μάζες αέρα διαφορετικής πυκνότητας. Το 1918, οι Νορβηγοί επιστήμονες V. Bjerknes και H. Solberg έδειξαν ότι τα μέτωπα έχουν κανονικό κύκλο ζωής (Μακρογιάννης και Σαχσάμανογλου, 2004). Λόγω του ότι βρίσκονται σε κίνηση, παρουσιάζουν μέσα στην ατμόσφαιρα κάποια κλίση προς το έδαφος. Ο ψυχρότερος αέρας ως βαρύτερος, τείνει να εισχωρήσει με τη μορφή σφήνας κάτω από τον θερμό, όπως διακρίνεται και στο Σχήμα 2.3.



Σχήμα 2.3 Τρισδιάστατη απεικόνιση της δομής θερμού και ψυχρού μετώπου (<http://www.paragliding.org/book/el/6-6.htm>)

Τα μέτωπα διακρίνονται σε τέσσερα βασικά είδη. Όταν κατά την κίνηση του μετώπου, ακολουθεί κατά μήκος του, ο θερμός αέρας τον ψυχρό, τότε το μέτωπο καλείται *θερμό*. Στα θερμά μέτωπα, λόγω της αστάθειας του αέρα που ανέρχεται, σχηματίζονται διάφορα είδη νεφών.

Αντίστοιχα, όταν ακολουθεί ο ψυχρός αέρας τον θερμό, τότε το μέτωπο ονομάζεται *ψυχρό*. Στα ψυχρά μέτωπα, ο θερμός αέρας που ανέρχεται ψύχεται γρήγορα αδιαβατικά με

αποτέλεσμα να σχηματίζονται ογκώδη νέφη και να δίδουν βροχές. Επίσης, νέφη ανοδικών ρευμάτων δύνανται να σχηματιστούν μόνο πίσω από το μέτωπο και σε απόσταση απ' αυτό.

Όταν ένα μέτωπο δεν παρουσιάζει ουσιαστική μετακίνηση καλείται *στάσιμο* και τέλος όταν ένα ψυχρό μέτωπο συναντά κατά την μετακίνησή του ένα θερμό, ο θερμός αέρας εκτοπίζεται από την επιφάνεια του εδάφους και τα δυο μέτωπα συνενώνονται σε ένα, το οποίο ονομάζεται *συνεσφιγμένο* (Μακρογιάννης και Σαχσάμανογλου, 2004). Στα συνεσφιγμένα μέτωπα, η νέφωση και ο καιρός που θα προκύψει δεν μπορεί να καθοριστεί με ακρίβεια. Βροχή παρατηρείται μετά τη διάβαση του επιφανειακού μετώπου πάνω από μία περιοχή (Πνευματικός, 2003).

Η οριζόντια και κατακόρυφη διάσταση καθώς και το πλάτος της μεταβατικής ζώνης των μετώπων, κυμαίνονται μέσα σε μεγάλα όρια. Γενικά, ένα μέτωπο μπορεί να θεωρηθεί σημαντικό από συνοπτικής πλευράς, όταν εκτείνεται τουλάχιστον, μέχρι τη στάθμη των 850 mb περίπου και έχει μήκος τουλάχιστον 350 km. Το πλάτος του είναι δυνατόν να κυμαίνεται από 5 έως 50 km (Μακρογιάννης και Σαχσάμανογλου, 2004).

Ένα μέτωπο εξακολουθεί να υπάρχει όσο οι παράγοντες που το δημιούργησαν δε μεταβάλλονται. Όταν όμως στην πορεία του χρόνου οι παράγοντες εξασθενούν ή και εξαφανίζονται, οι αέριες μάζες αναμειγνύονται και το μέτωπο διαλύεται και η περίπτωση αυτή καλείται *μετωποδιάλυση* (Τσακίρης, Γ., 1995).

2.2.4 Χαρακτηριστικά και ταξινόμηση καταιγίδων

2.2.4.1 Χαρακτηριστικά, γένεση κι εξέλιξη καταιγίδων

Η έντονη ατμοσφαιρική αστάθεια συνδέεται με την εκδήλωση καιρικών φαινομένων και ατμοσφαιρικών διαταραχών, λόγω υπεραδιαβατικών κατακόρυφων θερμοβαθμίδων και μεγάλων ποσοτήτων υδρατμών. Συνήθως οι διαταραχές αυτές έχουν περιορισμένη οριζόντια έκταση και μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη, κάτι που όπως περιγράφεται στη συνέχεια αποτελεί το γενικό χαρακτηριστικό των βροχοπτώσεων τύπου convective. Στις διαταραχές αυτές ανήκουν οι καταιγίδες και οι σίφωνες (Πνευματικός, 2003).

Οι ισχυρές καταιγίδες (convective precipitation) που, όπως ειπώθηκε διακρίνονται από περιορισμένη οριζόντια έκταση και μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη, αποτελούν λοιπόν ένα ατμοσφαιρικό φαινόμενο με βίαια εκδήλωση, και κύρια χαρακτηριστικά:

- τις ηλεκτρικές εκκενώσεις (*lightnings*),
- τους ισχυρούς και ριπαίους ανέμους,
- τη ραγδαία βροχόπτωση και συχνά τη χαλαζόπτωση.

Γενικά από τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης τα οποία «γενούν» βροχοπτώσεις τύπου convective, μόνο ένα ποσοστό εξελίσσεται σε καταιγίδες, αντιστοίχως όλα τα καταιγιδοφόρα νέφη είναι νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (§ 2.2.2). Από τα τρία διαφορετικά είδη νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, μόνο οι σωρειτομελανίες (Cb) μπορούν να παράγουν καταιγίδες, καθώς σε αντίθεση με τους σωρείτες (Cu) και τους συμπαγείς σωρείτες (Cucon), που αναπτύσσονται σε περιβάλλον που το χαρακτηρίζει ασθενής ανοδική μεταφορά, οι σωρειτομελανίες αναπτύσσονται σε συνθήκες έντονης ανοδικής μεταφοράς (Φόρης, 2006).

Το κοινό γνώρισμα όλων των καταιγίδων είναι ότι αποτελούνται από μία τουλάχιστο μονάδα κυκλοφορίας κατακόρυφης ανάπτυξης, που ονομάστηκε *κύτταρο (cell)* και μπορεί να θεωρηθεί ως η βασική δομική μονάδα μιας καταιγίδας. Το κύτταρο είναι μια δυναμική οντότητα που χαρακτηρίζεται από μια συμπαγή περιοχή σχετικά ισχυρής κατακόρυφης κίνησης αέρα που μπορεί να αναγνωριστεί στο ραντάρ από τον όγκο της σχετικά έντονης βροχόπτωσης που συνδέεται με αυτό (Browning, 1977). Σημειώνεται πάντως ότι τα κύτταρα όπως ορίζονται από τις κατακόρυφες αέριες κινήσεις και τα κύτταρα όπως ορίζονται στο ραντάρ από την κατανομή του υετού δεν ταυτίζονται πάντοτε (Φορής, 2006).

Ένα καταιγιδοφόρο νέφος αποτελείται συχνά από ένα πλήθος κυττάρων σε διαφορετικά στάδια ανάπτυξης. Τα κύτταρα αυτά αντιπροσωπεύουν μια περιοχή σχετικά ισχυρών κατακόρυφων κινήσεων πολλών m/s, σε αντίθεση με την τυπική ανοδική ταχύτητα συνοπτικής κλίμακας που είναι της τάξης των λίγων cm/s (Foote, 1985).

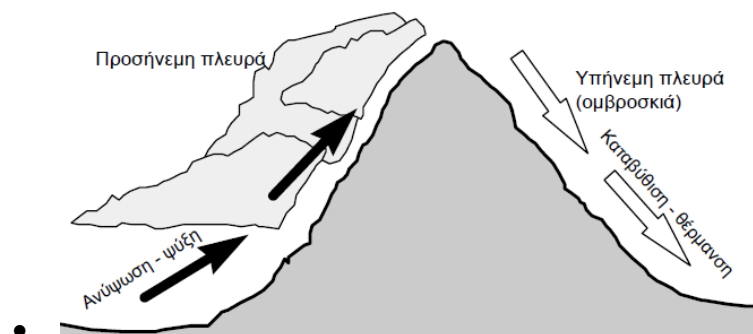
Ως προς τον σχηματισμό τους, απαιτείται ο συνδυασμός ορισμένων συνθηκών, οι οποίες διαμορφώνουν ένα ευνοϊκό περιβάλλον:

- η ύπαρξη σημαντικής υγρασίας στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα,
- η ύπαρξη αστάθειας υπό συνθήκη στα υψηλά επίπεδα και
- η ύπαρξη ανυψωτικού μηχανισμού που θέτει τον αέρα σε κίνηση.

Ακόμα και αν η ατμόσφαιρα είναι ασταθής (προϋπόθεση 2), απαιτείται μηχανισμός διέγερσης της ανοδικής μεταφοράς (προϋπόθεση 3) ώστε να ξεκινήσει η διαδικασία δημιουργίας των καταιγίδων (Φόρη, 2006). Η ανοδική μεταφορά μπορεί να οφείλεται σε μηχανικές δυνάμεις ή σε δυνάμεις άνωσης. Η δεύτερη περίπτωση παρατηρείται έπειτα από έντονη εδαφική θέρμανση ή έπειτα από ψύξη στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα.

Η κατακόρυφη κίνηση του αέρα είναι πάντοτε αποτέλεσμα κάποιου ανυψωτικού μηχανισμού. Κατά τον Φόρη (2006), μπορούμε να διακρίνουμε αναλυτικότερα τους παρακάτω ανυψωτικούς μηχανισμούς:

- Την *Ανοδική μεταφορά*, η οποία προκαλείται από την ανόμοια θέρμανση του εδάφους. Λόγω έντονης θέρμανση τοπικά προκαλείται άνοδος της επιφανειακής θερμοκρασίας σε τιμές μεγαλύτερες της θερμοκρασία ανοδικής μεταφοράς T_c . Σε συνέπεια, ο αέρας που θερμαίνεται, διαστέλλεται και αραιότερος από τον παρακείμενο ψυχρότερο αέρα, αρχίζει να ανέρχεται (θερμικό αίτιο).
- Την *Μετωπική ανύψωση*, που προκαλείται από μια σφήνα ψυχρού αέρα η οποία εξαναγκάζει το θερμότερο αέρα σε άνοδο κατά μήκος της κλίσης της μετωπικής επιφάνειας (αίτιο δυναμικό).
- Την *Ορογραφική ανύψωση*, που προκαλείται από κάποιο εξέχον τοπογραφικό χαρακτηριστικό (π.χ. μια οροσειρά) ή από κεκλιμένο έδαφος. Κατά την υπερπήδηση του φυσικού εμποδίου η αέρια μάζα υφίσταται αδιαβατική εκτόνωση και ψύξη (αίτιο μηχανικό).

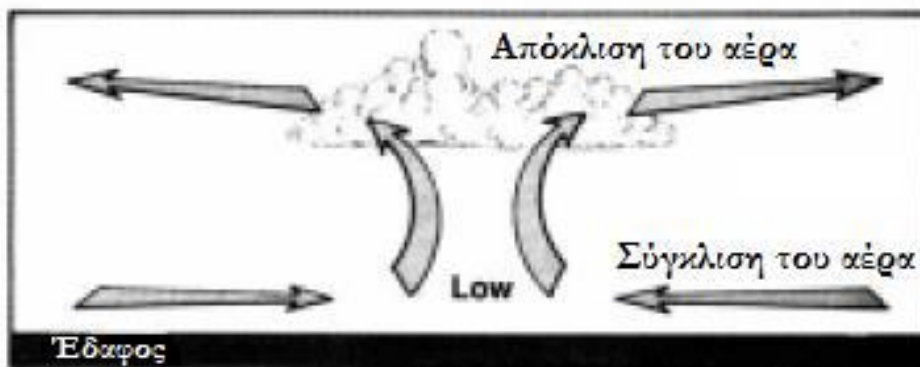


Σχήμα 2.4 Ενδεικτικό σκαρίφημα ορογραφικής επίδρασης στην ανύψωση του αέρα (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999)

- Τη *Σύγκλιση*, που προκαλείται από συσσώρευση αέρα σε μια περιοχή κοντά στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα τον εξαναγκασμό της περίσσειας του αέρα σε άνοδο (αίτιο μηχανικό: χαμηλό βαρομετρικό). Έτσι σύγκλιση σε ένα οριζόντιο πεδίο ανέμου

δεικνύει ότι περισσότερος αέρας εισέρχεται σε μια δεδομένη περιοχή από αυτόν που εξέρχεται. Για να αντισταθμιστεί η προκύπτουσα περίσσεια, μπορεί να προκύψει κατακόρυφη κίνηση ανοδικού εξαναγκασμού (upward forcing) εάν η σύγκλιση πραγματοποιείται σε χαμηλά επίπεδα, ή καθοδικού («υποχώρηση», subsidence) εάν η σύγκλιση πραγματοποιείται σε υψηλά επίπεδα. Ο ανοδικός εξαναγκασμός από σύγκλιση χαμηλού επιπέδου αυξάνει το δυναμικό για ανάπτυξη καταιγίδας.

- Την Απόκλιση, που περιγράφεται σαν το αντίθετο φαινόμενο της σύγκλισης. Η απόκλιση στα ανώτερα επίπεδα της ατμόσφαιρας ενισχύει την ανοδική κίνηση, και ως εκ τούτου, το δυναμικό για ανάπτυξη καταιγίδας.



Σχήμα 2.5 Είδη ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, τόσο στην επιφάνεια όσο και καθ' ύψος, με την επίδραση ενός βαρομετρικού χαμηλού (Ζάνης, 2014).

Συνοψίζοντας, όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.5, όταν μια μάζα αέρα θερμαίνεται λόγω της επαφής της με το έδαφος (συσσωρευμένη επιφανειακή θερμότητα), τότε πραγματοποιείται *ελεύθερη ανοδική μεταφορά*. Ως προς τον μηχανισμό, όταν η μάζα καταστεί υπέρθερμη αποκτά υψηλότερη θερμοκρασία και μικρότερη πυκνότητα λόγω διαστολής, σε σύγκριση με τον περιβάλλοντα αέρα. Το θερμότερο, αραιότερο και ασταθέστερο δείγμα αέρα αρχίζει να ανυψώνεται από την επιφάνεια και αντικαθίσταται από ψυχρότερο και πυκνότερο αέρα που συγκλίνει προς την περιοχή της υπερθέρμανσης. Το ασταθές δείγμα θα συνεχίσει να ανέρχεται όσο παραμένει θερμότερο και αραιότερο από το περιβάλλον. Όταν οι θερμοκρασίες και οι πυκνότητες δείγματος και περιβάλλοντος εξισωθούν, επιτυγχάνεται ισορροπία και ο αέρας αποκλίνει οριζοντίως (Φόρης, 2006). Αντίθετα, η *εξαναγκασμένη ανοδική μεταφορά* είναι η κατακόρυφη μεταφορά ενέργειας με τυρβώδεις στροβίλους που σχετίζονται κυρίως με εμπόδια στη στρωτή ροή του αέρα. Παρατηρείται επίσης και κατά

μήκος ενεργών μετώπων, τα οποία αντιπροσωπεύουν όρια αερίων μαζών με διαφορετικές θερμοκρασίες και πυκνότητες. Η ισχυρή ορογραφική και μετωπική μετατόπιση παράγει ένα ισχυρό, σταθερό ανοδικό ρεύμα και είναι υπεύθυνη για την ανάμιξη αέρα με διαφορετική θερμοκρασία, υγρασία και πυκνότητα από τα ανώτερα και τα κατώτερα επίπεδα (Φόρης, 2006).

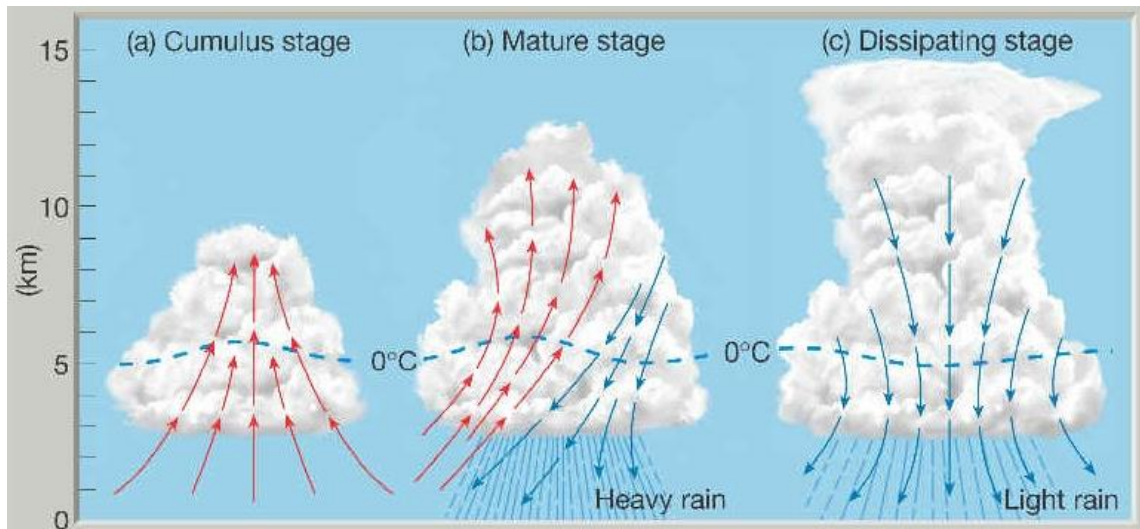
Δημιουργία και εξέλιξη μιας καταιγίδας

Στην ανάπτυξη και εξέλιξη μιας καταιγίδας, διακρίνονται τρεις φάσεις, τη φάση της ανάπτυξης, τη φάση της ωρίμανσης και τη φάση της εξασθένησης ή διάλυσης (Σχήμα 2.6 a, b, c, αντίστοιχα). Αναλυτικότερα, κατά τους *Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου (2004)*, οι φάσεις επεξηγούνται ως εξής:

- Η φάση της ανάπτυξης αρχίζει όταν εξαιτίας κάποιου αιτίου, όπως περιγράφεται σε προηγούμενη παράγραφο, μάζα ατμοσφαιρικού αέρα αναγκαστεί να κινηθεί κατακόρυφα σε περιοχή που παρουσιάζει έντονη αστάθεια. Τότε αρχίζει να σχηματίζεται νεφικός σχηματισμός τύπου Cumulus (στο Σχήμα 2.6, 1^ο στάδιο), με κύριο χαρακτηριστικό το ισχυρό ανοδικό ρεύμα. Η ταχύτητα του ανοδικού ρεύματος αυξάνει με το ύψος και στην κορυφή του νέφους φτάνει την τιμή των 20m/s. Η επιταχυνόμενη αυτή κίνηση έχει ως αποτέλεσμα την έντονη ψύξη και την ταυτόχρονη διείδυση ατμοσφαιρικού αέρα από το περιβάλλον στο χώρο του νεφικού σχηματισμού. Ο συνδυασμός αυτών των δυο διαδικασιών έχει ως αποτέλεσμα την ταχύτερη αύξηση της μάζας του νέφους που η κορυφή του στη φάση αυτή μπορεί να φτάσει στο ύψος των 10 km. Η διείδυση ξεκινά όταν ο νεφικός σχηματισμός έχει φτάσει στο επίπεδο παγοποίησης (freezing level). Κατά τη φάση αυτή, ο νεφικός σχηματισμός είναι θερμότερος από το περιβάλλον. Το τέλος της φάσης έρχεται 15 – 20 min μετά από την έναρξή της.
- Η φάση της ωρίμανσης συνδέεται με την εμφάνιση βροχής υπό τη μορφή όμβρου στην επιφάνεια του εδάφους, που σημαίνει ότι τα υδροσταγονίδια έχουν μεγεθυνθεί τόσο πολύ που το ανοδικό ρεύμα δεν μπορεί να εμποδίσει τελικά την πτώση τους στο έδαφος. Ένα άλλο χαρακτηριστικό της φάσης αυτής είναι η εμφάνιση καθοδικού ρεύματος δίπλα στο ανοδικό ρεύμα που τώρα έχει αποκτήσει ακόμα μεγαλύτερες τιμές που ξεπερνούν και τα 30 m/s. Η ταχύτητα του καθοδικού ρεύματος είναι σχετικά μικρή και υπολογίζεται ότι διαθέτει το μισό μέγεθος από εκείνη του ανοδικού

ρεύματος. Παράλληλα με τα υδροσταγονίδια, φτάνουν στο έδαφος και παγοκρύσταλλοι χιονιού προερχόμενοι από τις ψυχρότερες περιοχές του νέφους (περιοχές με πολύ χαμηλή θερμοκρασία) που όμως δεν μπορούν να φτάσουν στην επιφάνεια του εδάφους επειδή η θερμοκρασία κοντά στο έδαφος είναι αρκετά υψηλή. Αποτέλεσμα αυτού είναι, το καθοδικό ρεύμα να φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους ως ψυχρή και υγρή αέρια μάζα, με τη μορφή ισχυρής και απότομης ριπής, διασκορπίζοντας τις σταγόνες βροχής στο χώρο κάτω από το νέφος με μεγάλη σφοδρότητα. Πολλές φορές, οι σταγόνες συνοδεύονται και από χαλάζι, δηλαδή σταγόνες που με τη βοήθεια του ανοδικού και καθοδικού ρεύματος βρέθηκαν πολλές φορές στον χώρο του νέφους πάνω από το επίπεδο παγοποίησης ώστε να παγώσουν κατά διαδοχικούς φλοιούς. Κάτω από το χώρο της καταιγίδας παρατηρείται μια έντονη πτώση τόσο της θερμοκρασίας όσο και της ατμοσφαιρικής πίεσης που απεικονίζεται με χαρακτηριστικό τρόπο στα γραφήματα του θερμογράφου και του βαρογράφου. Η εικόνα της καταιγίδας κατά τη φάση της ωρίμανσης η οποία διαρκεί περίπου 30 min συμπληρώνεται με την εμφάνιση ηλεκτρικών εκκενώσεων. Η κατακόρυφη ανάπτυξη του νεφικού σχηματισμού μπορεί να φτάσει μέχρι το ύψος των 15 km.

- Στη φάση της εξασθένησης ή διάλυσης, το ανοδικό ρεύμα έχει εξασθενήσει με αποτέλεσμα τη επικράτηση του καθοδικού ρεύματος κυρίως στο κατώτερο τμήμα. Εξαιτίας ακριβώς της εξασθένησης του ανοδικού ρεύματος, η κορυφή του νεφικού σχηματισμού αρχίζει να παρασύρεται από την κυκλοφορία της ανώτερης τροπόσφαιρας με τελικό αποτέλεσμα τη διάλυση της κορυφής. Η βροχή που συνεχίζει να πέφτει στο στάδιο αυτό έχει εξασθενήσει σημαντικά και γρήγορα σταματά. Κάτω από το νεφικό σχηματισμό επικρατεί άπνοια ενώ η ατμοσφαιρική πίεση γρήγορα αρχίζει και ανεβαίνει. Ο νεφικός σχηματισμός γρήγορα διαλύεται ή διασπάται σε μικρότερα νέφη.



Σχήμα 2.6 Φάσεις εξέλιξης μιας καταιγίδας

(http://www.geography.hunter.cuny.edu/tbw/wc.notes/10.thunderstorms.tornadoes/thunderstorm_stages.htm)

2.2.4.2 Ταξινόμηση

Οι καταιγίδες, ανάλογα με τον τρόπον σχηματισμού τους οι διακρίνονται στις μετωπικές ή δυναμικές και στις καταιγίδες αέριας μάζας ή θερμικές (Πνευματικός, 2003), ενώ στον Πίνακα 2.2 παρουσιάζεται λεπτομερέστερη ταξινόμηση των δύο αυτών κατηγοριών με βάση το περιβάλλον τους.

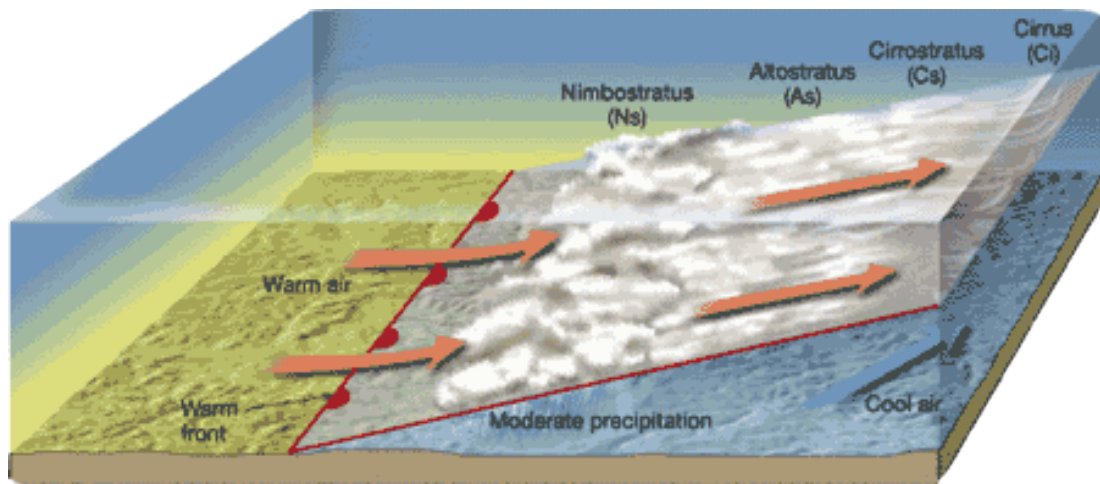
Πίνακας 2.2 Κατάταξη καταιγίδων ανάλογα με το περιβάλλον τους

Ταξινόμηση καταιγίδων					
Μετωπικές			Αέριας Μάζας		
Θερμού μετώπου	Ψυχρού μετώπου	Προμετωπικές ή γραμμής λαίλαπας	Μεταγωγικές ή κατακόρυφης ανάπτυξης	Οριζόντιας μεταφοράς ή συναγωγής	Ορογραφικές

Οι Μετωπικές καταιγίδες (frontal thunderstorms) αναπτύσσονται στο όριο συνάντησης δύο διαφορετικών αερίων μαζών (θερμών και ψυχρών ή υγρών και ξηρών), ως αποτέλεσμα μετωπικής σύγκλισης, εκεί όπου ψυχρότερες αέριες μάζες συναντούν θερμές και υγρές, εξαναγκάζοντάς τες σε ανύψωση. Η μετωπική ανύψωση δεν επηρεάζεται από την ημερήσια

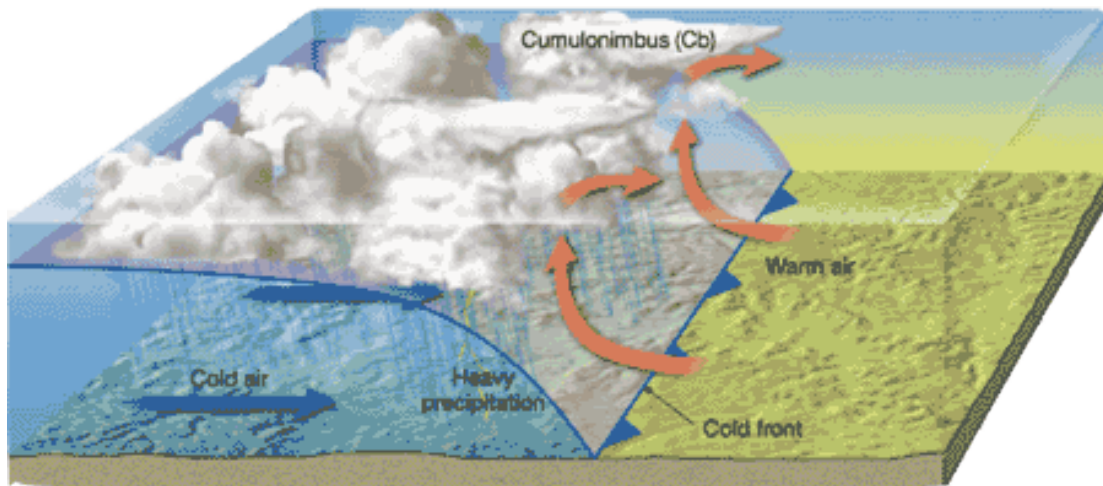
διακύμανση της θερμοκρασίας, γι' αυτό μπορούν να εκδηλωθούν οποιαδήποτε ώρα της ημέρας. Κινούνται κατά μήκος του μετώπου και διαλύονται όταν αυτό απομακρυνθεί. Τέτοιες καταιγίδες μπορεί επίσης να δημιουργηθούν από μεγάλα κύματα βαρύτητας, από μέτωπα θαλάσσιας αύρας ή από την αλληλεπίδραση ριπαίων μετώπων γειτονικών κυττάρων.

(i) *Καταιγίδες θερμού μετώπου.* Στο θερμό μέτωπο η θερμή μάζα ολισθαίνει πάνω από την ψυχρή (Σχήμα 2.7). Η μετωπική κλίση είναι μικρή και ολόκληρη η θερμή αέρια μάζα ανυψώνεται και φθάνει στη στάθμη συμπύκνωσης, οπότε και αρχίζει ο σχηματισμός στρωματόμορφων νεφών, τα οποία καλύπτουν μεγάλη έκταση. Όταν η θερμή μάζα φθάσει στο επίπεδο ελεύθερης μεταφοράς με τη βοήθεια μηχανικών ή θερμοδυναμικών αιτίων, σχηματίζεται καταιγίδα.



Σχήμα 2.7 Θερμό μέτωπο (<http://users.otenet.gr/~meteo/frontal-systems.html>)

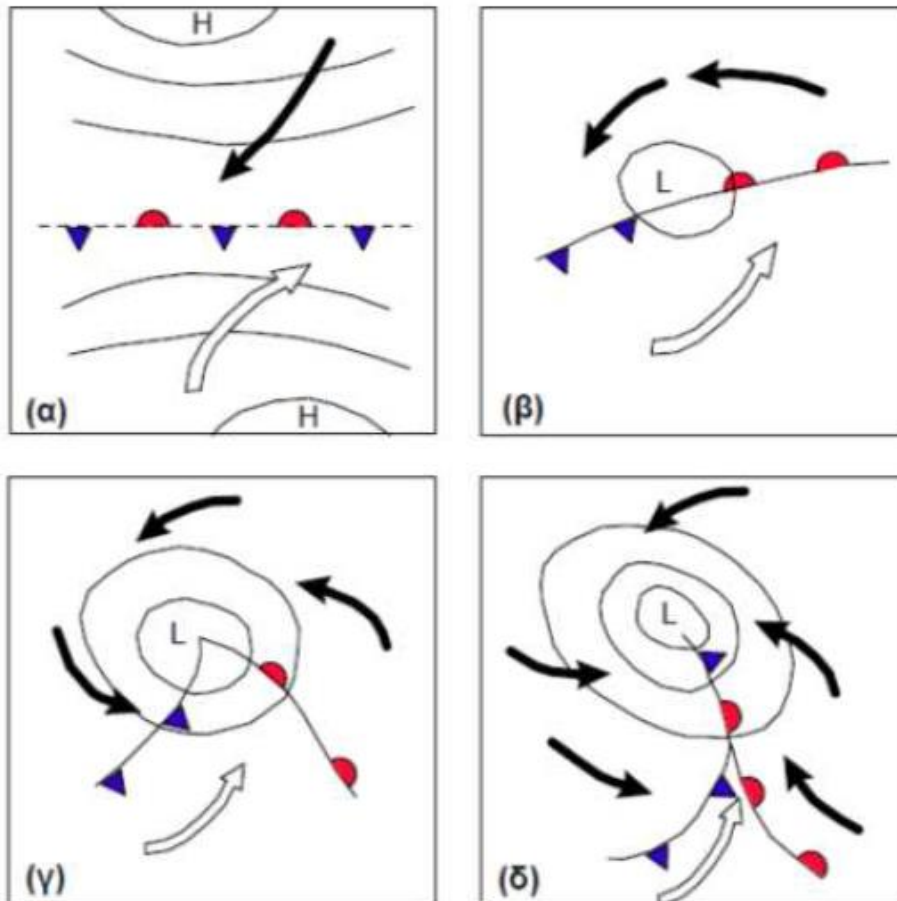
(ii) *Καταιγίδες ψυχρού μετώπου.* Η μετωπική κλίση στο ψυχρό μέτωπο είναι πολύ μεγάλη (Σχήμα 2.8), με αποτέλεσμα η στάθμη συμπύκνωσης και η στάθμη ελεύθερης μεταφοράς να είναι κοντά, οπότε ολόκληρη η αέρια μάζα μπορεί να φθάσει τη στάθμη ελεύθερης μεταφοράς και να σχηματίσει νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και συνεπώς καταιγίδες.



Σχήμα 2.8 Ψυχρό μέτωπο (<http://users.otenet.gr/~meteo/frontal-systems.html>)

(iii) *Καταιγίδες προμετωπικές ή γραμμής λαιλαπας.* Σχηματίζονται στις περιπτώσεις κατά τις οποίες ένα ψυχρό μέτωπο κινείται ταχύτατα και ο αέρας επάνω από το οριακό στρώμα έχει κανονική ταχύτητα, ενώ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους είναι ελαττωμένη λόγω τριβής.

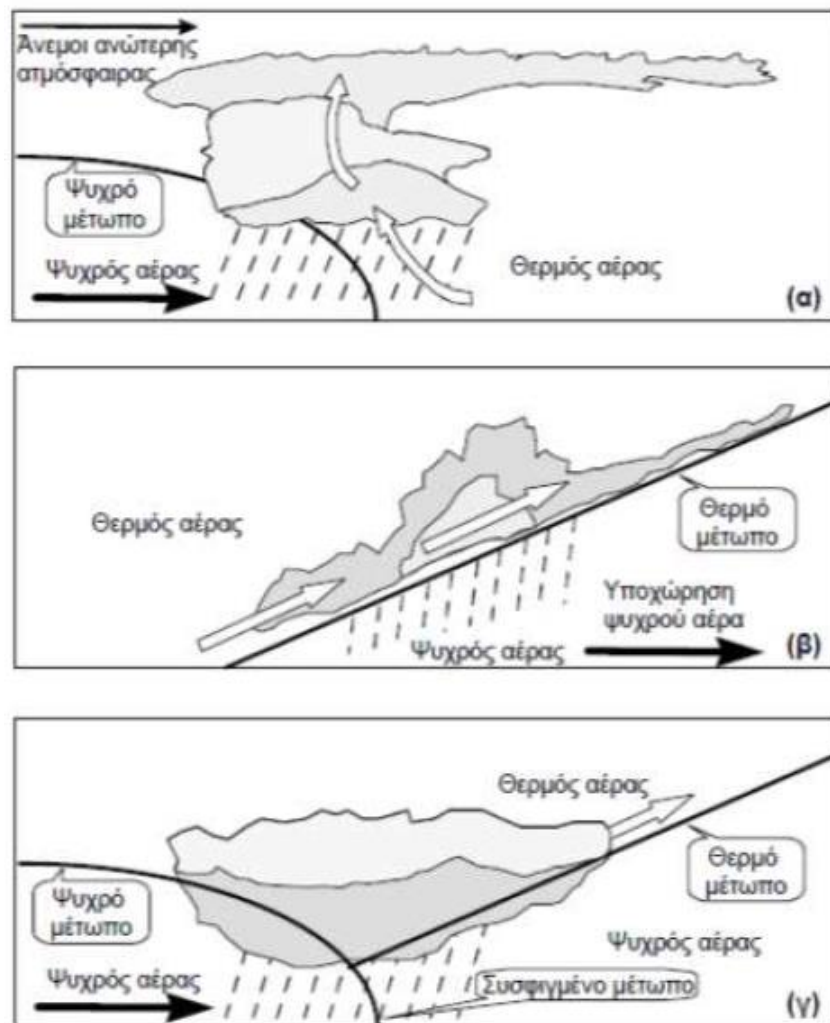
Οι Εξωτροπικοί κυκλώνες (Σχήμα 2.9) είναι συνηθισμένος μηχανισμός για γεωγραφικά πλάτη 30° - 60° , σε βόρειο και νότιο ημισφαίριο και ευθύνονται για σημαντικό ποσοστό της συνολικής κατακρήμνισης στις περιοχές αυτές. Είναι, ακόμα, υπεύθυνοι για τη μεταφορά σημαντικού ποσού ενέργειας, στα πλαίσια της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, από τον ισημερινό προς τους πόλους. Η κατακόρυφη κίνηση του αέρα σε αυτά τα συστήματα επιτυγχάνεται με σχετικά μικρές μέσες ταχύτητες της τάξης των 3cm/s , και αποτελούν τυπικό παράδειγμα διαστρωματικών καταιγίδων (stratiform), όπου τα φαινόμενα μπορούν να καταλαμβάνουν έκταση εκατοντάδων χιλιάδων km^2 . Ακόμα, τα συγκεκριμένα φαινόμενα διακρίνονται από διάρκεια αρκετών ημερών από τη σταδιακή ανάπτυξη μέχρι την αποδιάρθρωσή τους, κινούμενα προς τα ανατολικά. Ως προς το σχηματισμό τους, αυτός ξεκινά στα όρια ψυχρών και θερμών μετώπων και σε αυτό το στάδιο ονομάζονται στάσιμα μέτωπα, ενώ στην πορεία μετεξελίσσονται σε ψυχρά ή θερμά κατά περίπτωση και τέλος σε συνεσφιγμένα.



Σχήμα 2.9 Μηχανισμός δημιουργίας εξωτροπικών κυκλώνων από ψυχρά (μπλε) και θερμά (κόκκινα) μέτωπα (Κουτσογιάννης & Ξανθόπουλος, *Τεχνική Υδρολογία*, 1999).

Κατά τη φάση της πλήρους ανάπτυξης του κυκλώνα, δημιουργείται στο κέντρο αυτού μια περιοχή χαμηλών πιέσεων, γνωστή ως ύφεση ή βαρομετρικό χαμηλό. Σε αυτή την περίπτωση ο αέρας κινείται προς την περιοχή χαμηλότερων πιέσεων, δηλαδή συγκλίνει προς το κέντρο, και σε συνδυασμό με την περιστροφική κίνηση της γης (επίδραση Coriolis) παρατηρείται σταδιακή εκτροπή του με δεξιόστροφη φορά για το βόρειο ημισφαίριο και αριστερόστροφη για το νότιο. Εκτός από τη δύναμη Coriolis και την κίνηση λόγω διαφοράς πιέσεων, αναπτύσσεται και τριβή στη διεπιφάνεια μεταξύ του γήινου αναγλύφου και της αέριας μάζας, και τελικά αναπτύσσεται ένα περιστροφικό πεδίο ανέμων γύρω από το κέντρο του κυκλώνα (LP) με αριστερόστροφη κατεύθυνση για το βόρειο ημισφαίριο και αντίστοιχα δεξιόστροφη για το νότιο. Η τελική ανάπτυξη κατακρημνισμάτων επιτυγχάνεται εξαιτίας της σύγκλισης του αέρα προς την περιοχή LP, όπου κινούμενος προς το κέντρο του κυκλώνα και μη έχοντας δυνατότητα διαφυγής, κινείται ανοδικά σπειροειδώς προς τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, ψύχεται και σταδιακά συμπυκνώνεται. Συμπληρωματικά, η παρουσία των

μετώπων επιδρά επιταχυντικά στην ανοδική κίνηση του αέρα και τελικά στη δημιουργία κατακρημνισμάτων.

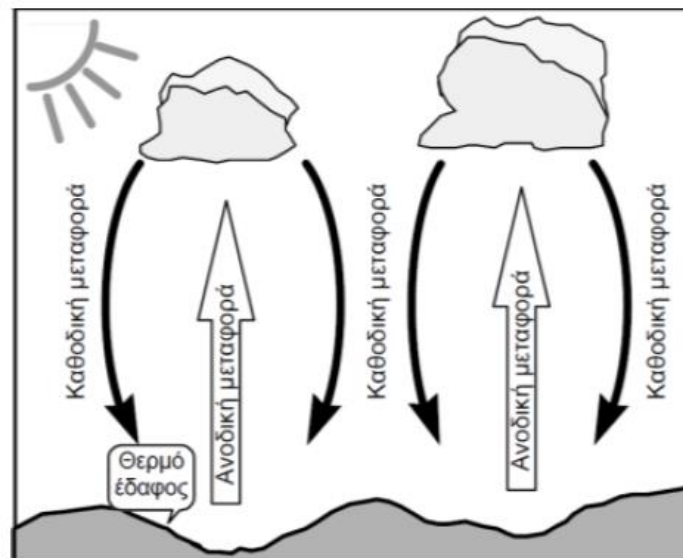


Σχήμα 2.10 Μηχανισμός δημιουργίας κατακρήμνισης από οριζόντιες μετακινήσεις ψυχρών και θερμών αέριων μαζών (μετώπων). (Κουτσογιάννης & Ξανθόπουλος, *Τεχνική Υδρολογία*, 1999).

Σε περιοχές με τροπικό ή υποτροπικό κλίμα παρατηρούνται επιπρόσθετα ορισμένοι μετεωρολογικοί τύποι γένεσης κατακρήμνισης, όπως οι μουσώνες, οι τυφώνες και οι συστοιχίες τροπικών νεφών.

Οι Καταιγίδες αέριας μάζας (air mass thunderstorms) αναπτύσσονται μέσα στα όρια μιας αέριας μάζας. Διακρίνονται σε:

(i) Μεταγωγικές ή καταιγίδες κατακόρυφης μεταφοράς. Σχηματίζονται όταν υφίσταται ανάπτυξη κατακόρυφης μεταφοράς αέρα λόγω αστάθειας και αύξησης της υγρασίας με το ύψος, αλλά απουσιάζει ανυψωτικό αίτιο. Είναι διάσπαρτες, λόγω της ανομοιόμορφης θέρμανσης της γήινης επιφάνειας. Η υπερθέρμανση του εδάφους και των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας το απόγευμα, κατά τη θερμή περίοδο του έτους, είναι αρκετή να δράσει ως ανυψωτικό αίτιο μέχρι τη στάθμη της ελεύθερης μεταφοράς και να προκαλέσει το σχηματισμό καταιγίδας, ιδιαίτερα επάνω από την ξηρά. Οι καταιγίδες αυτές καλούνται και απογευματινές ή θερμικές.



Σχήμα 2.11 Σκαρίφημα του μηχανισμού μεταγωγικού μηχανισμού γένεσης κατακρήμνισης
(Κουτσογιάννης & Ξανθόπουλος, *Τεχνική Υδρολογία*, 1999)

Αναλυτικότερα ως προς το μηχανισμό τους, η γήινη επιφάνεια απορροφώντας μέρος την ηλιακής ακτινοβολίας θερμαίνεται και στη συνέχεια απελευθερώνει ενέργεια θερμαίνοντας τον επιφανειακό αέρα. Η κατακόρυφη διαφορά στη θερμοκρασία του αέρα προκαλεί ανοδικές κινήσεις, διαστολή και ψύξη με την άνοδο και σχηματισμό νεφών σε συνθήκες αστάθειας. Ταυτόχρονα, νέος αέρας έρχεται να αντικαταστήσει τον αναβάνη άνεμο, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ρευμάτων καθοδικής μεταφοράς

ψυχρού αέρα, με άλλα λόγια η διαρκής αυτή κίνηση προκαλεί το σχηματισμό μεταγωγικών κυττάρων.

Τα συστήματα αυτά δυνητικά μπορούν να καλύψουν μεγάλες εκτάσεις και να παράγουν ισχυρές βροχοπτώσεις και πλημμύρες, ενώ είναι ευρέως γνωστά ως μεταγωγικά συστήματα μεσοκλίμακας. Τα συστήματα αυτά διακρίνονται με τη σειρά τους σε μεταγωγικά συμπλέγματα μεσοκλίμακας (mesoscale convective complexes) όπου εκτείνονται επιφανειακά σε περιοχές της τάξης των 100.000 km² και σε γραμμές λαίλαπας (squallines) με γραμμική οργάνωση μεταγωγικών κυττάρων (Smith, 1993).

(ii) Ορογραφικές καταιγίδες. Σχηματίζονται λόγω αστάθειας και αυξημένης υγρασίας στην αέρια μάζα. Σχηματίζονται σε μια στάσιμη γραμμή κατά μήκος της οροσειράς. Το ανυψωτικό αίτιο είναι το βουνό που προκαλεί την εξαναγκασμένη ανύψωση της αέριας μάζας και το σχηματισμό της καταιγίδας. Αυτές οι καταιγίδες σχηματίζονται στις προσήνεμες πλευρές των βουνών και εμφανίζονται όλες τις εποχές. Ο αέρας κινούμενος οριζόντια, όταν συναντά ένα φυσικό εμπόδιο, όπως σύννεφα αυτά ονομάζονται ορογραφικά και σχηματίζονται στην προσήνεμη πλευρά του βουνού, τη λεγόμενη και ομβροπλευρά. Αντίθετα, την υπήνεμη (πίσω) πλευρά του βουνού, ο αέρας κινείται καθοδικά, θερμαίνεται και σταδιακά διαλύεται, μη επιτρέποντας την εκδήλωση φαινομένων κατακρήμνισης και για αυτό το λόγο η περιοχή ονομάζεται και ομβροσκιά. Ωστόσο, στις συνήθεις περιπτώσεις η φυσιογραφία ενός τόπου αποκλειστικά δεν είναι ικανή να δημιουργήσει κατακρήμνιση· χρειάζεται να επικρατούν και οι κατάλληλες μετεωρολογικές συνθήκες, είτε αστάθειας, είτε ύπαρξης μεταγωγικών ή κυκλωνικών κινήσεων, και τελικά το φαινόμενο εκδηλώνεται ενισχυμένο.

(iii) Καταιγίδες οριζόντιας μεταφοράς. Σχηματίζονται από την αστάθεια που παράγεται με μεταφορά θερμότητας από οριζόντια κίνηση (advection) σχετικώς ψυχρότερης αέριας μάζας σε υψηλότερα επίπεδα ή σχετικώς θερμότερης σε πιο χαμηλά επίπεδα ή και συνδυασμό των δυο αυτών συνθηκών. Η διέλευση ψυχρού αέρα επάνω από σχετικά θερμή επιφάνεια καθιστά τον αέρα ασταθέστερο, γιατί αυτός θερμαίνεται από κάτω. Ένα είδος τους είναι οι ανώτερες ή νυκτερινές καταιγίδες, οι οποίες σχηματίζονται όταν υφίστανται αστάθεια και υγρασία με την αύξηση του ύψους μέσα στην Ατμόσφαιρα, ενώ συνυπάρχει και κάλυψη του ουρανού με χαμηλά νέφη τις

βραδινές ώρες, οπότε τα χαμηλά στρώματα της Ατμόσφαιρας διατηρούνται θερμότερα των ανωτέρων (*Πνευματικός, 2003, Φορής, 2006*).

Μια δεύτερη κατάταξη των καταιγίδων γίνεται με βάση τη *δομή* τους. Έτσι, διακρίνονται πρωταρχικά δύο είδη κυττάρων καταιγίδας: τα *συνήθη κύτταρα* και τα *υπερκύτταρα*.

(i) Τα συνήθη είναι βραχύβια κύτταρα και οι περισσότερες καταιγίδες σε δεδομένη στιγμή αποτελούνται από μια διαδοχή τέτοιων κυττάρων σε διάφορα στάδια εξέλιξης. Σε πρώτη προσέγγιση αυτά αποτελούν κλειστά συστήματα που μετακινούνται με το μέσο τροποσφαιρικό άνεμο (*Weisman and Klemp, 1984*).

(ii) Τα υπερκύτταρα είναι ισχυρότερα και αναπτύσσονται σε περιβάλλον με ευνοϊκή κατακόρυφη κατανομή θερμοκρασίας, υγρασίας και ανέμου (*Browning and Ludlam, 1962*). Το χαρακτηριστικό τους είναι μια μεγάλης κλίμακας έντονη κυκλοφορία σε σχεδόν αμετάβλητη κατάσταση, με το ανοδικό και το καθοδικό ρεύμα να συμβιώνουν για μεγάλο χρονικό διάστημα. Αποτελούν ένα ανοιχτό σύστημα που διαδίδεται συνεχώς συντηρώντας αυτήν την κυκλοφορία, σε διεύθυνση που μπορεί να αποκλίνει από το μέσο τροποσφαιρικό άνεμο προς τα δεξιά (SR) ή προς τα αριστερά (SL) του (*Marwitz, 1972a*).

Δευτερευόντως, η φύση μιας καταιγίδας καθορίζεται από τον *αριθμό*, τον *τύπο* και την *κατανομή* των κυττάρων από τα οποία αποτελείται. Αναγνωρίζονται τρεις κατηγορίες: μονοκυτταρικές, πολυκυτταρικές καταιγίδες και γραμμές λαίλαπας.

(ii) Η μονοκυτταρική καταιγίδα μπορεί να αποτελείται από ένα βραχύβιο σύνηθες κύτταρο ή ένα μακρόβιο υπερκύτταρο.

(ii) Η πολυκυτταρική καταιγίδα αποτελείται από έναν αριθμό κυττάρων σε σύμπλεγμα, που μπορούν να είναι όλα συνήθη, χωρίς να αποκλείονται τα υπερκύτταρα. Τα διαδοχικά κύτταρα σχηματίζονται συνήθως στη δεξιά πλευρά ως προς τη διεύθυνση της κίνησης. Αυτό κάνει την καταιγίδα να *διαδίδεται προς τα δεξιά* ως σύνολο κατά ένα διακριτό τρόπο.

(iii) Η γραμμή λαίλαπας αποτελείται από συνήθη κύτταρα ή και από υπερκύτταρα, διατεταγμένα κατά μήκος μιας γραμμής, που δεν αλληλεπιδρούν ανταγωνιστικά

διεκδικώντας τον ίδιο θερμό και υγρό αέρα (Φορής, 2006). Η κατάταξη αυτή φαίνεται στον Πίνακα 2.3.

Πίνακας 2.3 Κατάταξη καταιγίδων με βάση τη δομή τους και με βάση τον αριθμό, τον τύπο και την κατανομή των κυττάρων από τα οποία αποτελούνται

Ταξινόμηση καταιγίδων				
Με βάση τη δομή		Με βάση τον αριθμό, τον τύπο και την κατανομή των κυττάρων		
Συνήθη κύτταρα	Υπερκύτταρα	Μονοκυτταρικές	Πολυκυτταρικές Συμπλέγματα / Γραμμές Λαίλαπας	Υπερκυτταρικές

Μια τρίτη κατάταξη των καταιγίδων έγινε από τον Foote (1985), στην οποία λαμβάνονται υπόψη ο αριθμός των κυττάρων (μονοκυτταρικές, πολυκυτταρικές), ο χρόνος ζωής τους (βραχύβιες, μακρόβιες), ο τρόπος ανάπτυξης και διάδοσής τους (τυχαίος, κανονικός (ασθενής, διακριτή, συνεχής διάδοση) και η χωρική τους οργάνωση (ανοργάνωτες, συμπαγή συμπλέγματα, γραμμική οργάνωση). Παράδειγμα της μορφής τους δίνεται στα Σχήματα 2.12 και 2.13.

(i) Μια *μονοκυτταρική (singlecell) καταιγίδα* χαρακτηρίζεται από το σχηματισμό ενός μόνο ανοδικού ρεύματος που ακολουθείται από ένα καθοδικό. Ευνοείται από την έντονη αστάθεια και την ασθενή κατακόρυφη διάτμηση ($< 10 \text{ ms}^{-1}$ κάτω από 4 km). Μπορεί να παράγει ισχυρούς ανέμους ή καθοδικές μικροριπές (microbursts). Συνήθως έχει περιορισμένη διάρκεια ζωής ($\sim 30 \text{ min}$) κινείται ακολουθώντας το μέσο άνεμο στα κατώτερα 8 km (Holton, 2004). Σχηματίζεται σε περιβάλλον με ασθενή εξαναγκασμό και υποβοηθείται κυρίως από τη σωρειτογόνο αστάθεια, παρά από τον περιβαλλοντικό άνεμο. Αναφέρεται ως καταιγίδα αέριας μάζας, γιατί σχηματίζεται μέσα στην ίδια αέρια μάζα με λίγο-πολύ οριζόντια ομοιογένεια. Το αναπτυσσόμενο τμήμα της έχει μορφή πυργίσκων με διάμετρο 1-3 km λόγω των ανοδικών ρευμάτων.

Πάνω στους πυργίσκους υπάρχουν προεξοχές μικρότερης διαμέτρου (100-200 m). Τόσο στους πυργίσκους όσο και στις προεξοχές ο αέρας ακολουθεί περιστροφική κίνηση, που έχει ως αποτέλεσμα τη διείδυση περιβαλλοντικού αέρα.



Σχήμα 2.12 Τυπική μονοκυτταρική καταιγίδα (<http://www.nc-climate.ncsu.edu/edu/k12/>. StormClassification)

(ii) Οι *πολυκυτταρικές (multicell) καταιγίδες* είναι πιο έντονες και μακρόβιες από τις μονοκυτταρικές, λιγότερο όμως από τις υπερκυτταρικές. Ευνοούνται από την μέτρια κατακόρυφη διάτμηση ($\sim 10 - 20 \text{ m s}^{-1}$ κάτω από 4 km). Χαρακτηρίζονται από πολλαπλά ανοδικά ρεύματα που σχηματίζουν νέα κύτταρα, καθώς κάθε καθοδικό ρεύμα συνεπικουρούμενο από υετό διαλύει το προγενέστερο κύτταρο. Παρότι τα μεμονωμένα κύτταρα έχουν διάρκεια ζωής $\sim 30 \text{ min}$, η διάρκεια ζωής της καταιγίδας μπορεί να είναι αρκετών ωρών (*Miller and Fankhauser, 1983, Holton, 2004*). Η εκροή ψυχρού αέρα από κάθε διαλυόμενο κύτταρο δημιουργεί προϋποθέσεις για την ανάπτυξη νέων (θυγατρικών ή τροφοδοτούντων) κυττάρων κατά μήκος της μπροστινής πλευράς της εκροής (του ριπαίου μετώπου, gustfront), κατά τη διεύθυνση της κίνησης της καταιγίδας (SM). Τα γειτονικά ανοδικά ρεύματα ανταγωνίζονται για την υγρασία των χαμηλών επιπέδων. Στις καταιγίδες αυτές υφίσταται κάποιος βαθμός οργάνωσης μέσης κλίμακας, τα αυτοτελή ανοδικά και καθοδικά ρεύματα όμως αναγνωρίζονται όπως ακριβώς και στις μονοκυτταρικές (*Marwitz, 1972b*). Οι πολυκυτταρικές καταιγίδες αποτελούνται από έναν αριθμό κυττάρων, με τα διαδοχικά κύτταρα να σχηματίζονται συνήθως στη δεξιά πλευρά ως προς την κίνηση. Αυτό

κάνει την καταιγίδα να *διαδίδεται ως σύνολο προς τα δεξιά του μέσου τροποσφαιρικού ανέμου* (στο Βόρειο Ημισφαίριο) με διακριτά βήματα (άλματα), καθώς τα αυτοτελή κύτταρα σχηματίζονται και διαλύονται. Τέλος, η τυπική της δομή μπορεί να ερμηνευτεί με δυο τρόπους: (α) ως περιγραφή ενός στιγμιότυπου της καταιγίδας που αποτελείται από διαφορετικά κύτταρα σε διαφορετικά στάδια εξέλιξης (θεώρηση Euler), ή (β) ως αναπαράσταση της χρονικής εξέλιξης ενός συγκεκριμένου κυττάρου που γεννιέται στην περιοχή του ριπαίου μετώπου και, κινούμενο μέσα στην καταιγίδα, διέρχεται από τα διαδοχικά στάδια εξέλιξής του (θεώρηση Lagrange) (Φορής, 2006).



Σχήμα 2.13 Πολυκυτταρική καταιγίδα (multi-cell thunderstorms (squall line)).
(<http://www.erh.noaa.gov/iln/spotters/guide/>, *Photo courtesy of NSSL Photo library*)

(iii) Η *γραμμή λαίλαπας (squall line)* αποτελεί τύπο πολυκυτταρικής καταιγίδας (Σχήμα 2.14). Αποτελείται από μια γραμμή καταιγίδων με ένα συνεχές, καλά αναπτυγμένο ριπαίο μέτωπο στο μπροστινό άκρο της γραμμής. Περιλαμβάνει ταινίες υετού που κατά ένα μέρος τους τουλάχιστο είναι σωρειτογενείς, ενώ αποκλείονται οι μετωπικές ζώνες υετού. Μπορεί να έχουν μήκος εκατοντάδες ή χιλιάδες χιλιόμετρα και να διαρκούν πολλές ώρες. Εμπίπτουν επομένως στην κατηγορία των μέσης κλίμακας σωρειτόμορφων συστημάτων (MCS). Η ιδεατή διδιάστατη κίνηση του αέρα ως προς τη γραμμή λαίλαπας περιλαμβάνει είσοδο στα κατώτερα επίπεδα και έξοδο στα ανώτερα, κατά τη διεύθυνση της κίνησης. Η συνιστώσα του ανέμου κατά τη

διεύθυνση της κίνησης αυξάνει ταχύτητα με το ύψος. Η γραμμή λαίλαπας κινείται με μια ταχύτητα χαρακτηριστική του ανέμου στη μέση τροπόσφαιρα. Επομένως, προλαμβάνει τον αέρα του προκαταιγιδικού περιβάλλοντος στα κατώτερα επίπεδα, ενώ δρα ως ένα γιγαντιαίο, βραδέως κινούμενο φράγμα στους ανέμους της ανώτερης τροπόσφαιρας. Το κατώτερο υπονεφικό στρώμα θερμού και υγρού αέρα καλύπτεται συνήθως από μια ασθενή αναστροφή που εμποδίζει τη γενικευμένη ανοδική μεταφορά στο προκαταιγιδικό περιβάλλον. Στην επιφάνεια συνοδεύεται από ισχυρούς ανέμους. Η γραμμή λαίλαπας τροποποιεί το μεγάλης κλίμακας περιβάλλον της, μεταφέροντας μεγάλες ποσότητες αέρα υψηλής ενέργειας προς τα πάνω, αντικαθιστώντας τον με ψυχρό αέρα χαμηλής ενέργειας του καθοδικού ρεύματος. Το ανοδικό και το καθοδικό ρεύμα λαμβάνουν συμπληρωματικό ρόλο στη συντήρηση της γραμμής λαίλαπας για μεγάλο χρονικό διάστημα. Όταν υπάρχει αρκετή υγρασία, συμπύκνωση μπορεί να συμβεί κατά μήκος του μπροστινού άκρου του ριπαίου μετώπου, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός *κυλινδρικού ή τοξοειδούς νέφους* (Cotton and Anthes, 1989; Houze, 1993, Musk, 1989).



Σχήμα 2.14 Γραμμή λαίλαπας (<http://meteoalex.weebly.com/uploads/6/2/4/9/6249672/7852468.jpg>)

(iv) Οι υπερκυτταρικές καταιγίδες ή υπερκύτταρα (*supercells*) είναι οι βιαιότερες καταιγίδες και συνοδεύονται από ισχυρότατους ανέμους, χαλάζι μεγάλου μεγέθους και ασθενείς έως ισχυρότατους σίφωνες (Σχήμα 2.15). Διαθέτουν ένα μεγάλης κατακόρυφης έκτασης, επίμονο, περιστρεφόμενο ανοδικό ρεύμα (κυκλώνας μέσης κλίμακας). Εμφανίζονται σπανιότερα, έχουν ασυνήθιστα μεγάλο χρόνο ζωής (αρκετές ώρες) και παρουσιάζουν ξεχωριστά οπτικά χαρακτηριστικά και χαρακτηριστικά ραντάρ. Η διάδοσή τους είναι συνεχής και αυτοτροφοδοτούμενη (*Browning and Foote, 1976*). Τα υπερκύτταρα (Σχήμα 2.15) χαρακτηρίζονται από ένα κυρίαρχο ανοδικό ρεύμα, σχεδόν στάσιμο στο χρόνο, που ενισχύει την οργάνωση, τη συντήρηση και τη σφοδρότητά τους, από ένα ξεχωριστό καθοδικό ρεύμα, από διάδοση προς τα δεξιά του μέσου τροποσφαιρικού ανέμου, από καλά καθορισμένη περιστροφή του ανοδικού ρεύματος γύρω από κατακόρυφο άξονα, από μεγάλη τάση για δημιουργία σιφώνων και από μια αγκιστροειδή προσάρτηση στο πεδίο ανακλαστικότητας που περιτυλίγεται κυκλωνακά γύρω από την περιοχή του ανοδικού ρεύματος (*Φορής, 2006*).



Σχήμα 2.15 Δομή υπερκυττάρων (http://www.distractify.netdna-cdn.com/wp-content/uploads//2014/04//5E7A9915_pt2.jpg).

Συμπλέγματα πολυκυτταρικών ή υπερκυτταρικών καταιγίδων οργανώνονται συχνά κατά μήκος γραμμών λαίλαπας και δύνανται να κινούνται σε διαφορετική κατεύθυνση από τις μεμονωμένες καταιγίδες (Holton, 2004).

Συνοπτικά η ταξινόμηση παρουσιάζεται στον Πίνακα 2.4.

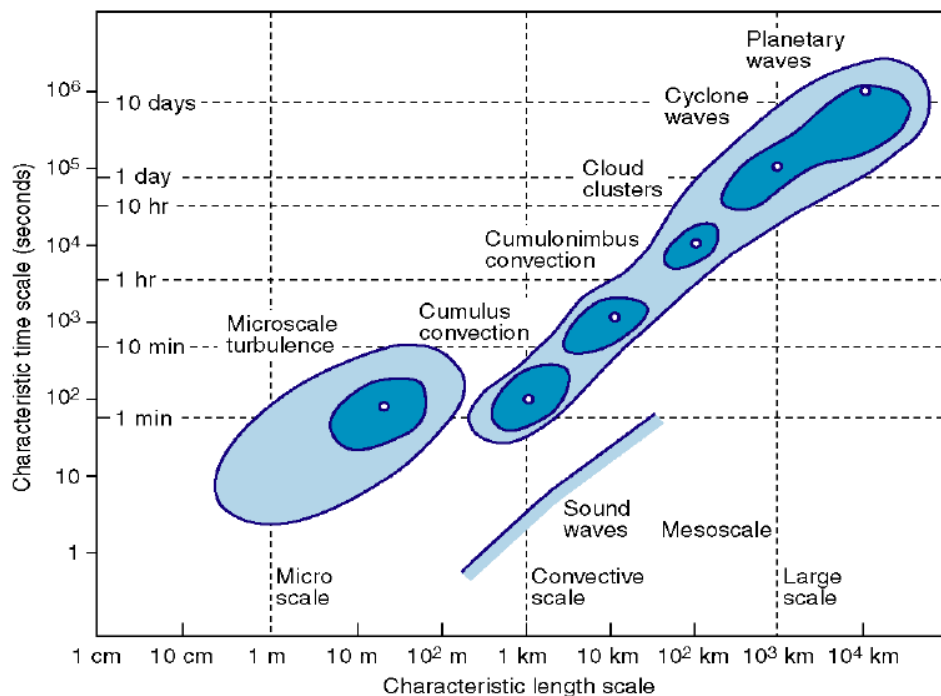
Πίνακας 2.4 Κατάταξη καταιγίδων με βάση τον αριθμό κυττάρων (ταξινόμηση κατά Foote, 1985)

Μονοκυτταρικές Καταιγίδες					
Μακρόβιο κύτταρο					Βραχύβιο κύτταρο
Ασθενής ανάπτυξη	Ισχυρή ανάπτυξη	Συνεχής διάδοση (υπερκύτταρο)			
Πολυκυτταρικές Καταιγίδες					
Βραχύβια κύτταρα			Μακρόβια κύτταρα		
Κανονική ανάπτυξη		Τυχαία ανάπτυξη	Κανονική ανάπτυξη		
Ασθενής ανάπτυξη	Ισχυρή ανάπτυξη - Γραμμική ή Συμπαγής (οργανωμένη πολυκυτταρική)	Καμία οργάνωση	Ασθενής ανάπτυξη	Ισχυρή ανάπτυξη - έντονος διατμητικός άνεμος	Συνεχής διάδοση (υπερκύτταρο)

2.2.4.3 Χρονική Κλίμακα Καταιγίδων

Η χρονική διάρκεια μιας καταιγίδας μπορεί να κυμαίνεται από αρκετά λεπτά της ώρας μέχρι και περισσότερο από μία μέρα, ιδιαίτερα στην περίπτωση των ισχυρών βροχοπτώσεων των βραδέως κινούμενων τροπικών κυκλώνων ή κατά την εποχή των μουσώνων.

Έτσι για παράδειγμα οι βροχοπτώσεις που συνδέονται με μεταγωγικό καθεστώς (convective precipitation) μπορούν να συσχετιστούν με χαρακτηριστικά ευρύτερης κλίμακας προκαλώντας τοπικά και ιδιαίτερα έντονα επεισόδια βροχόπτωσης το οποίο είναι γενικά δυσχερές στην πρόγνωση (Sene, 2013).



Σχήμα 2.16 Σχέση κλίμακας μήκους - χρόνου ατμοσφαιρικών φαινομένων (ECMWF - European Center for Medium range Weather Forecasting).

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.16, μικρής κλίμακας φαινόμενα είναι κατά κανόνα τοπικά και μικρής διάρκειας. Η μεταγωγική κλίμακα (convective-scale) αντιστοιχεί σε φαινόμενα περιορισμένης οριζόντιας ανάπτυξης, ενώ ως προς τη διάρκεια είναι περίπου ίση ή ελαφρώς μεγαλύτερη, με μεγάλη ένταση βροχής. Αντιστοίχως, η μέση κλίμακα (mesoscale) σχετίζεται με ατμοσφαιρικά φαινόμενα κατά κανόνα οριζόντιας ανάπτυξης που κυμαίνονται από δεκάδες έως μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα, συμπεριλαμβανομένων των stratiform

καταιγίδων, των γραμμών λάιλαπας, μετώπων, ζωνών κατακρήμνισης σε τροπικούς κυκλώνες, και τις τοπογραφικά προκαλούμενες βροχοπτώσεις (πχ. ορογραφικού τύπου, mountain waves) καθώς και την θαλάσσια και απόγειο αύρα (AMS, 2012). Τέλος, συστήματα με διάρκεια μεγαλύτερη της μίας μέρας αντιστοιχούν στα μεγάλης κλίμακας φαινόμενα, τα οποία επηρεάζουν ιδιαίτερα μεγάλη έκταση.

2.2.5 Ακραία Καιρικά Φαινόμενα

Όπως αναλύθηκε στο παρόν κεφάλαιο, τα ακραία καιρικά φαινόμενα, συγκαταλεγόμενων και των ισχυρών βροχοπτώσεων, ηλεκτρικών εκκενώσεων, σιφώνων και ισχυρών ανέμων, εμφανίζονται λόγω της αλληλεπίδρασης των συνθηκών του περιβάλλοντος ευρείας κλίμακας με τοπικές συνθήκες που σχετίζονται με την ηλιακή ακτινοβολία, τη θερμοκρασία, την υγρασία, την ορογραφία, κλπ. (Nastos, et al., 2014, Matsaggouras, et al., 2014). Τέτοιες διαταραχές μπορούν να θεωρηθούν αρκετά καταστρεπτικές, μιας και συχνά οδηγούν σε εκτεταμένες ή και τοπικές πλημμύρες λεκανών γρήγορης απόκρισης (localized flash floods). Συμπληρωματικό πρόβλημα αποτελεί και το γεγονός ότι είναι αρκετά δύσκολο να προβλεφθούν η εμφάνιση, η διαδρομή, η ένταση, η ανάπτυξη και η εξασθένηση αυτών των καιρικών φαινομένων (Tafferner and Forster, 2012).

Σε ό,τι αφορά την εκδήλωση καταιγίδων, ακραία καιρικά φαινόμενα εμφανίζονται σε όλα τα είδη σχημάτων νεφών και μεγεθών. Από μικρής κλίμακας μεμονωμένα κύτταρα με διάμετρο περίπου 2 km έως πολυκυτταρικά συμπλέγματα καταιγίδας μεγέθους 100 km. Η διάρκεια ζωής τους κυμαίνεται από περίπου 20 λεπτά για μεμονωμένα κύτταρα έως και αρκετές ώρες στην περίπτωση κινούμενων γραμμών καταιγίδας. Επιπλέον, τα συστήματα αυτά δεν αναπτύσσονται σταθερά με μια γραμμική λογική από περιορισμένα έως ευρεία· η ανάπτυξή τους οφείλεται σε μια αιφνίδια αστάθεια, όταν ένα ορισμένο κατώφλι έχει υπερβληθεί. Μετά την ανάπτυξη, εγκαθιδρύονται οι διεργασίες της νέφωσης και της βροχόπτωσης οι οποίες επηρεάζουν την δυναμική δομή της καταιγίδας, που αλληλεπιδρά εκ νέου με την περιβαλλοντική ροή. Τοπικές ορογραφικές επιρροές από λόφους και ορεινές περιοχές μπορούν επίσης να έχουν σημαντική επίδραση στην χρονική στιγμή, τη θέση και την έκταση των βροχοπτώσεων, εν μέρει ανάλογα με την κατεύθυνση του ανέμου σε σχέση με το έδαφος της εντονότερης κλίσης (Sene, 2013). Σε γενικές γραμμές ωστόσο οι καταιγίδες που προέρχονται από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης αποτελούν το κύριο αντικείμενο μελέτης, όσον αφορά τη συσχέτισή τους με τις καταστροφές από μετεωρολογικά αίτια.

3 Μέθοδοι ταξινόμησης καταιγίδων

Η κατανόηση της δομής της κατακρήμνισης στην επιφάνεια της γης αποτέλεσε θεμελιώδη έννοια στη μετεωρολογία και κατέστη ιδιαίτερα σημαντική σε εφαρμογές που σχετίζονται τόσο με την αριθμητική πρόγνωση καιρού (NWP) όσο και με τα κλιματικά μοντέλα. Ο *Trenberth et al. (2003)* πρώτος επεσήμανε ότι τα χαρακτηριστικά της κατακρήμνισης είναι εξίσου σημαντικά με την ποσότητα, και ότι είναι ιδιαίτερα χρήσιμοι οι σχετικές προσομοιώσεις ή προγνώσεις να είναι σε θέση να αναπαράγουν ορθώς τη συχνότητα, τη διάρκεια και την ποσότητα της βροχόπτωσης.

Η εκδήλωση της βροχόπτωσης υπό μορφή που συνδέεται είτε με καθεστώς κατακόρυφης ανάπτυξης (convective) είτε με οριζόντιας ανάπτυξης (stratiform) αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά της παγκόσμιας βροχόπτωσης. Όπως περιγράφεται στον *Houze (1997)*, αυτές οι δύο λειτουργίες αποτελούν την «υπογραφή» της νεφικής δυναμικής διεργασίας που συνδέεται με το φαινόμενο, με σημαντικές συνέπειες στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία.

Το σκεπτικό για διάκριση στρωματόμορφου (ή *στρατόμορφου*) και μεταγωγικού τύπου αναπτύχθηκε ήδη από το 1988 (*Simpson et al.*). Ο *Houze (1997)* παρουσίασε μια ενδελεχή ανάλυση σχετικά με την έρευνα που διεξήχθη στο συγκεκριμένο πεδίο. Έκτοτε, πολλοί ερευνητές έχουν προτείνει αλγορίθμους για το διαχωρισμό της ατμοσφαιρικής κατακρήμνισης σε μεταγωγικό και στρωματόμορφο συστατικό μέρος, συνοψίζοντας τους διάφορους αλγορίθμους διαχωρισμού που βρέθηκαν στη διεθνή βιβλιογραφία και πολλούς που αποτελούν ως επί το πλείστον παραλλαγές μιας λογικής που εμπνεύστηκαν οι *Churchill and Houze (1984)*. Οι συγκεκριμένες διαδικασίες μπορούν να ονομασθούν ως «αλγόριθμοι υφής» (texture algorithms), δεδομένου ότι επιχειρούν να αναγνωρίσουν αριθμητικά τα χωρικά χαρακτηριστικά των δεδομένων ραντάρ ή χαρτών βροχόπτωσης. Από εννοιολογικής άποψης, τα τοπικά μέγιστα με τις γειτονικές τιμές ταξινομούνται ως μεταγωγικού τύπου, σύμφωνα με ένα σύνολο κανόνων που λαμβάνουν υπόψη την αντίστοιχη μέση ανακλαστικότητα για τα ραντάρ ή το ποσό της βροχόπτωσης για δεδομένο διάστημα (*Caniaux et al., 1994*) - παράμετρος που αξιοποιείται και στην εφαρμογή της παρούσας εργασίας. Ακόμα, έχουν προταθεί και άλλες μεθοδολογίες που βασίζονται σε μεθόδους τηλεπισκόπισης

και χρησιμοποιούν δεδομένα όπως την υπέρυθη ακτινοβολία (*Alder and Nergi, 1988*) και τη θερμοκρασία λαμπρότητας (*Hong et al., 1999*).

Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζεται μια συνοπτική περιγραφή των κυριότερων μεθοδολογιών για την διάκριση μεταξύ convective και stratiform, οι οποίες έχουν σαν κύριο στόχο τον - σε προγνωστικό επίπεδο και κατά τόπους - εντοπισμό της βροχόπτωσης τύπου convective, η οποία και συνδέεται κυρίως με τα συνήθη καταστροφικά φαινόμενα. Ακόμη, γίνεται ιδιαίτερος λόγος και για τη θεμελιώδη ανάλυση του *Tremblay (2005)*, όπου σύμφωνα με τη μεθοδολογία που ανέπτυξε η αθροιστική βροχόπτωση προσαρμόζεται σε έναν εκθετικό νόμο, μια ιδιότητα που βρίσκει σημαντικές εφαρμογές, όπως εξηγείται στη συνέχεια.

3.1 Μεθοδολογία διαχωρισμού με τη συμβολή της τηλεπισκόπησης

Τα μεταγωγικού τύπου φαινόμενα χαρακτηρίζονται από μικρή έκταση κάλυψης και ισχυρή κάθετη ταχύτητα, σε συνδυασμό με υψηλής έντασης βροχοπτώσεις, ενώ τα στρωματόμορφα έχουν χαμηλή ταχύτητα ανοδικών ρευμάτων και χαμηλές εντάσεις. Η διαφορετική θερμοδυναμική που συνδέεται με αυτά τα καθεστάτα, οδηγεί στη διαπίστωση ότι θα έχουν και διαφορετικά προφίλ λανθάνουσας θερμότητας (*Anagnostou E. N., and C. Kummerow, 1996*). Σε χαμηλά υψόμετρα, τα μεταγωγικά συστήματα θερμαίνουν την ατμόσφαιρα λόγω συμπύκνωσης των υδρατμών, ενώ τα στρωματόμορφα την ψύχουν λόγω εξάτμισης των σταγόνων βροχής. Η συμβολή της τηλεπισκόπησης είναι δεδομένη στη μελέτη της βροχόπτωσης, αφού τα καθεστάτα convective/stratiform συνδέονται άμεσα με την εικόνα ανομοιογένειας που λαμβάνουμε μέσω του δορυφορικού οπτικού πεδίου (satellite fields of view FOVs). Η ανομοιογένεια αυτή επηρεάζει τους αλγόριθμους εξαιτίας της εφαρμογής διορθώσεων “beamfilling”, όπου πληρούται η μερική δέσμη του κύματος. Λόγω της μη γραμμικής φύσης της συσχέτισης της θερμοκρασίας λαμπρότητας (brightness temperature) με το ρυθμό βροχόπτωσης, οι αλγόριθμοι που δε λαμβάνουν υπόψη την ανομοιογένεια, έχουν την τάση να υποτιμούν την υψηλής μεταβλητότητας μεταγωγική κατακρήμνιση (*Anagnostou E. N., and C. Kummerow, 1996*). Εξαιτίας αυτού, οι περισσότεροι αλγόριθμοι λαμβάνουν χρησιμοποιούν αξιόπιστες διαδικασίες για τη διόρθωση του beamfilling, ενώ γενικά υπερεκτιμούν τα στρωματόμορφα και υποεκτιμούν τα μεταγωγικά φαινόμενα.

Προηγούμενες αντίστοιχες μελέτες υπό το πρίσμα της τηλεπισκόπησης, ακολούθησαν μεθοδολογίες που περιλαμβάνουν:

- i. Συνδυασμό υπέρυθρου και ορατού, για την ταξινόμηση του τύπου του νέφους σύμφωνα με τα κανάλια συχνοτήτων (*Shenk et al. 1976; Reynolds and Vonder Haar 1977; Inoue 1987; Rossow and Schiffer 1991*)
- ii. Την πορεία του υγρού νέφους, βασιζόμενοι σε συχνότητες μικροκυμάτων (*Alishouse et al. 1990; Pell 1990; Liu and Curry 1992, 1993; Greenwald et al. 1993*)
- iii. Μια πιο πρόσφατη μελέτη του *Liu et al. (1995)* που συνδυάζει δορυφορικά δεδομένα στο υπέρυθρο και μήκος κύματος μικροκυμάτων .

Τέτοια συστήματα ταξινόμησης των νεφών, που βασίζονται στο συνδυασμό ορατού - υπέρυθρου εμπειρικά σχετιζόμενο με το πάχος και την κορυφή του νέφους, Ωστόσο, λόγω του κορεσμού της ακτινοβολία των δύο καναλιών πολύ κοντά στην κορυφή του νέφους, δεν υπάρχει φυσική σχέση μεταξύ των ιδιοτήτων των νεφών και των παρατηρήσεων της υπέρυθρης-ορατής ακτινοβολίας. Έτσι όλες οι παραπάνω μεθοδολογίες εστιάζουν στην πληροφορία της τιμής της ακτινοβολίας σε κάθε φατνίου του υπό μελέτη κανάλιου.

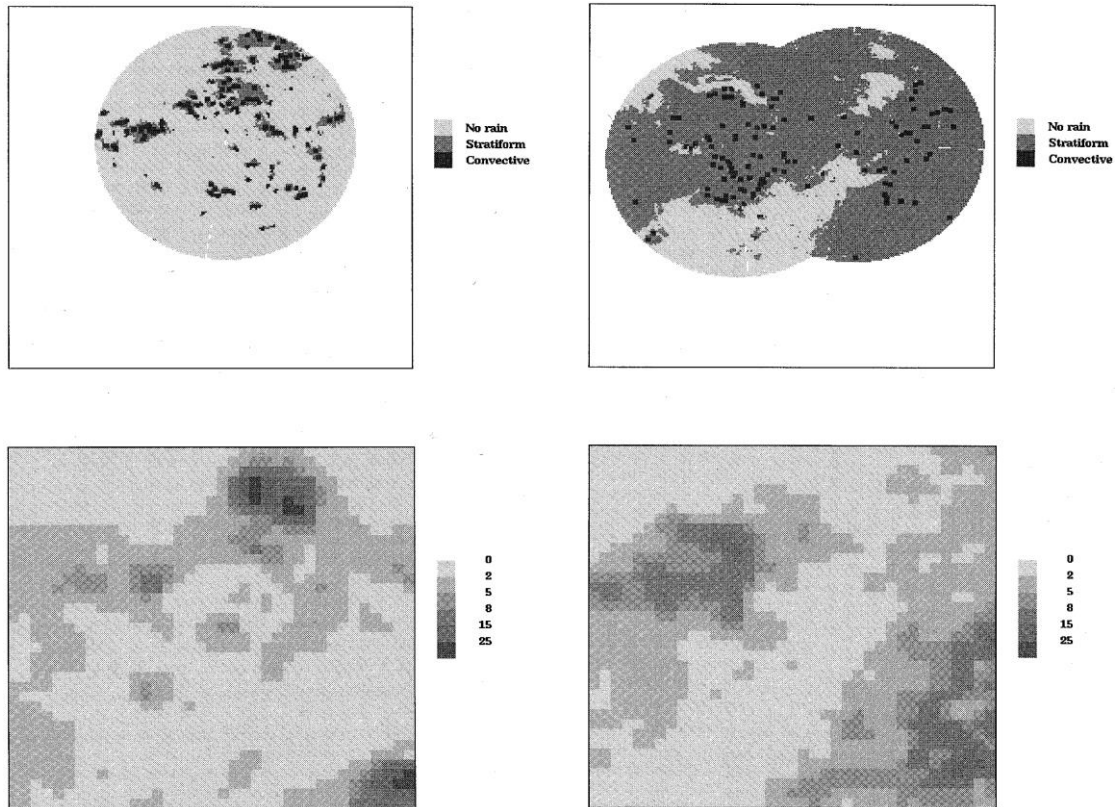
Οι *Anagnostou E. N., and C. Kummerow, 1996* ωστόσο κατευθύνθηκαν στην ταξινόμηση της κατακρήμνισης μέσω της εξέτασης της χωρικής της μεταβλητότητας. Και εδώ επισημαίνεται πως τα μεταγωγικά συστήματα συνδέονται με υψηλή αστάθεια / ισχυρά κατακόρυφα ρεύματα, που προκαλούν σημαντικές αναταράξεις στις νεφοδομές, συμβάλλοντας έτσι στη μεταβλητότητα του υγρού - παγοποιημένου περιεχόμενου νερού και τελικά στο ποσοστό της επιφανειακής βροχόπτωσης. Αντιθέτως, τα στρωματόμορφα συστήματα κατακρήμνισης χαρακτηρίζονται από πολύ μικρή κατακόρυφη ταχύτητα, και μικρότερη μεταβλητότητα στο περιεχόμενο νερό και επιφανειακή βροχόπτωση. Με βάση αυτή τη θεωρητική αρχή, εισήγαγαν ένα Δείκτη Μεταβλητότητας (VI, variability index), ο οποίος για ένα δορυφορικό φατνίο (satellite pixel), ορίζεται:

$$VI = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_i - X_o| \quad (3.1)$$

Όπου X_o είναι η τιμή του κεντρικού φατνίου, X_i των γύρω και N ο συνολικός αριθμός των γειτονικών φατνίων που λαμβάνονται υπόψη (εδώ $N=8$). Γενικά, η τιμή X μπορεί να είναι οποιαδήποτε μεταβλητή που σχετίζεται με τη βροχόπτωση (πχ., θερμοκρασία λαμπρότητας).

Στη συνέχεια περιγράφεται αναλυτικά η διαδικασία που ακολουθήθηκε.

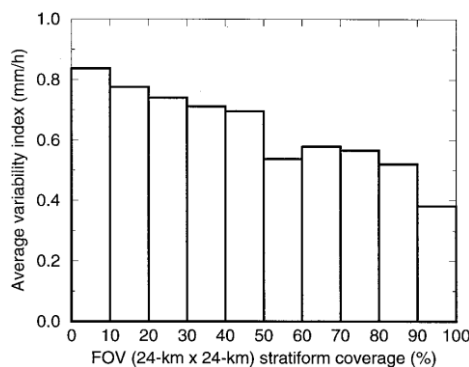
Για τη συγκεκριμένη μελέτη, χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικά δεδομένα SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) που ήταν διαθέσιμα για την περίοδο 1987-1996. Ο αισθητήρας αποτελείται από τέσσερις συχνότητες, στα 19.35, 22.235, 37.0 και 85.5 GHz, όπου όλες εκτός από το κανάλι απορρόφησης των υδρατμών (22.235) είναι διπλής πόλωσης. Η ανάλυση (περιορισμένη περίθλαση) των συχνοτήτων κυμαίνεται περίπου στα 50 km για τα 19 GHz, και στα 15 km για τα 85.5 GHz. Το κανάλι απόκρισης των 19 GHz κυριαρχείται από διεργασίες εκπομπής και αντιπροσωπεύει κυρίως αύξηση της στήλης των υδρατμών πάνω από τους ωκεανούς. Αντιθέτως πάνω από περιοχές υψηλής ακτινοβολίας της ηπείρου το συγκεκριμένο κανάλι παρέχει ελάχιστες πληροφορίες. Αντιστοίχως, το κανάλι των 85 GHz ανταποκρίνεται καλύτερα στη μελέτη παγοκρυστάλλων. Περνά γρήγορα σε κορεσμό με αύξηση του περιεχόμενου υγρού στην κατακόρυφη στήλη, ενώ τείνει να μειωθεί καθώς αυξάνουν οι συγκεντρώσεις παγοπυρήνων, που συνδέονται με την εκδήλωση καταιγίδας. Αν και το κανάλι 19 GHz φυσικά σχετίζεται περισσότερο με τη βροχόπτωση, η πολύ χαμηλή ανάλυση ήταν εμπόδιο στη χρήση του για την ταξινόμηση. Έτσι οδηγήθηκαν στο κανάλι 85 GHz, υποθέτοντας και σε σχέση με τα παραπάνω, ότι η υψηλή μεταβλητότητα της βροχόπτωσης στο έδαφος σχετίζεται με υψηλή μεταβλητότητα στο περιεχόμενο πάγου στην ατμόσφαιρα και αντιστρόφως, οπότε το συγκεκριμένο κανάλι αναμένεται να συμβάλλει στον προσδιορισμό του τύπου της βροχόπτωσης. Τελικά, με τη χρήση των δεδομένων SSM/I - 85-GHz υπολογίσθηκε ο δείκτης της Σχέσης 3.1. Ακόμα, επελέγη η οριζόντια πόλωση T_{85H} λόγω της εξ αρχής αποτυχίας με το κατακόρυφο F_8 . Στη λογική της συγκεκριμένης μεθοδολογίας κινήθηκε και ο *Steiner et al. (1995)* χρησιμοποιώντας δεδομένα ραντάρ. Μια τεχνική σαν κι αυτή χρησιμοποιεί τη σχετική κατανομή της οριζόντιας ανακλαστικότητας του ραντάρ σε ορθογώνιο κάναβο 2 km x 2 km, και η ίδια η ανακλαστικότητα αποτυπώνει τον τύπο καταιγίδας. Ένα μέτρο απόκλισης (*pickedness*) που υπολογίζεται ορίζεται ως η διαφορά μεταξύ της ανακλαστικότητας σε ένα κατανεμημένο σημείο του κανάβου και του μέσου όρου των μη μηδενικών ανακλαστικότητων σε ακτίνα 11 km. Έτσι και στην παρούσα εφαρμογή οι *Anagnostou E. N., and C. Kummerow, (1996)* χρησιμοποίησαν δεδομένα ραντάρ (κατακόρυφα προφίλ ανακλαστικότητας) για την επαλήθευση του μοντέλου.



Σχήμα 3.1 Παράδειγμα απεικόνισης του δείκτη T_{85H} με βάση τα δορυφορικά δεδομένα (άνω εικόνες) και της ανακλαστικότητας του ραντάρ (κάτω) για (i). Convective, 19/12/1992, στα αριστερά, και (ii). Stratiform, 11/02/1993, στα δεξιά. Οι χάρτες ραντάρ και δορυφορικών δεδομένων έχουν ανάλυση 4 km^2 και 144 km^2 , αντίστοιχα. Ο οριζόντιο άξονας είναι σε γεωγραφικό πλάτος μεταξύ 0.54° - 4.55° και γεωγραφικό μήκος 153.54° - 157.55° (Anagnostou *E. N.*, and C. Kummerow, 1996).

Στο Σχήμα 3.1 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα με ποιοτική σύγκριση μεταξύ των δορυφορικών δεδομένων (δείκτης μεταβλητότητας με βάση τη θερμοκρασία λαμπρότητας: T_{85H-VI}) στα άνω σχήματα και των δεδομένων ραντάρ στα κάτω δύο σχήματα. Όπως διακρίνεται, η αποτύπωση μεταξύ convective - stratiform είναι εμφανώς διαφορετική, με ιδιαίτερα καλή απεικόνιση στην πάνω αριστερά εικόνα, όπου συγκεκριμένα στη γειτονία του ισχυρού πυρήνα που εντοπίζεται το convection η τιμή του δείκτη μεταβλητότητας VI που βασίζεται στη θερμοκρασία λαμπρότητας είναι ιδιαίτερα υψηλή. Αντιθέτως, ο δείκτης παρουσιάζει αδυναμία στην αποτύπωση του μικρής έντασης convection, κάτι που μπορεί κανείς να δει συγκρίνοντας το συγκεκριμένο χάρτη με τον κάτω αριστερά (εικόνα ραντάρ) όπου εντοπίζεται και ένας δεύτερος ισχυρός πυρήνας στα NA, τον οποίο δεν αποτυπώνει η πρώτη εικόνα. Τέτοια προβλήματα σχετίζονται με περιορισμούς στην ευρεία χωρική δειγματοληψία δορυφορικών δεδομένων.

Στην προηγούμενη παράγραφο αναλύθηκαν τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν, ενώ παρουσιάστηκε και η ποιοτική εκτίμηση του φαινομένου με βάση τον δείκτη T_{85H-VI} . Ωστόσο, ο σκοπός ήταν εξ αρχής η ανάπτυξη μιας ποσοτικής σχέσης, και για το λόγο αυτό οι ερευνητές περιγράφουν πως τα λάθη από τις δορυφορικές καταγραφές και οι χωρικοί περιορισμοί στη δειγματοληψία πρακτικά δε μπορούν να οδηγήσουν παρά μόνο σε πιθανολογικές σχέσεις συνδεδεμένες με την αβεβαιότητα που εισάγει το παραπάνω ζήτημα. Η έννοια του «πιθανοτικού» σε σχέση με το δείκτη μεταβλητότητας για την κάλυψη από convective/stratiform καθεστώτα πρώτη φορά δοκιμάστηκε χρησιμοποιώντας τα δεδομένα ραντάρ TOGA - COARE (Tropical Oceans Global Atmosphere Coupled Ocean - Atmosphere Response Experiment radar rainfall data). Και σε αυτή την περίπτωση πρώτα υπολογίστηκε ο δείκτης μεταβλητότητας της Σχέσης 3.1 (μία τιμή για κάθε 2 km). Στη συνέχεια υπολογίστηκε ένας μέσος όρος για κάθε 24 km, ώστε να ταιριάζει με την ακρίβεια του αισθητήρα και τέλος η υποθετική στρωματομορφή βροχόπτωσης (για ρυθμό βροχόπτωσης μεγαλύτερο των 0.1 mm/h) που καλύπτει μεγάλες περιοχές, βρέθηκε μέσω των χαρτών convective/stratiform με βάση δεδομένα ραντάρ.



Σχήμα 3.2 Μέσος VI βασισμένος σε δεδομένα ραντάρ, ως προς την ποσοστιαία κάλυψη από καθεστώς οριζόντιας ανάπτυξης (Anagnostou E. N., and C. Kummerow, 1996).

Στο Σχήμα 3.2 παρουσιάζεται ο μέσος VI σε σχέση με το ποσοστό της κάλυψης μιας μεγάλης περιοχής από stratiform καθεστώ. Αυτό που διακρίνεται είναι πως τα δύο μεγέθη είναι αντιστρόφως ανάλογα κι έτσι πράγματι ο δείκτης VI μπορεί να συσχετισθεί με τα δύο καθεστώτα.

Στον Πίνακα 3.1 παρουσιάζονται τα τέσσερα διαφορετικά καιαγιδοφόρα συστήματα που χρησιμοποίησαν οι ερευνητές προκειμένου να προσδιορίσουν την σχέση μεταξύ του

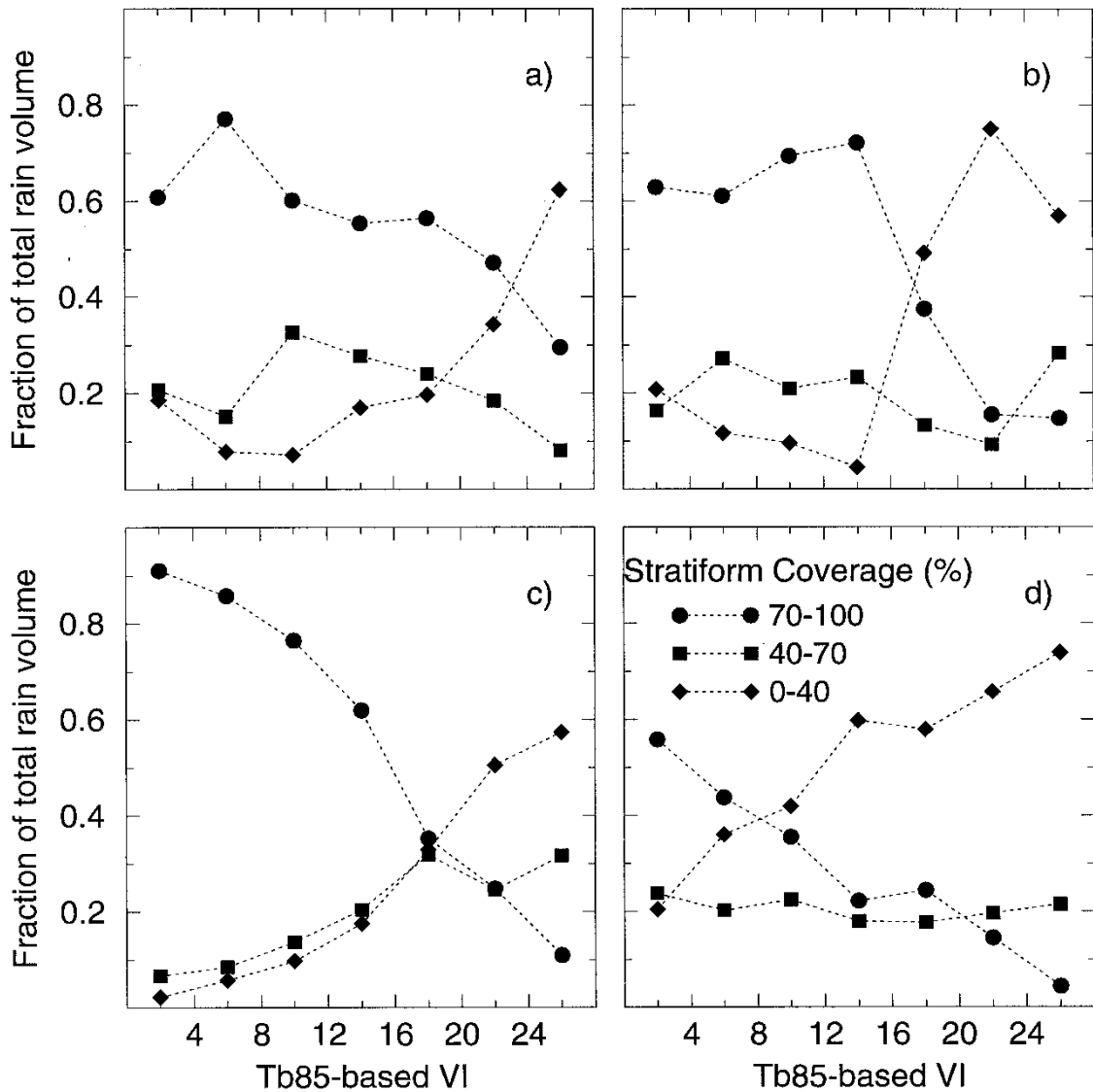
δορυφορικού οπτικού πεδίου - FOV και της κάλυψης από καθεστώς οριζόντιας ανάπτυξης - stratiform.

Πίνακας 3.1 Θέση και χρονική περίοδος των καταιγιδοφόρων συστημάτων (*Anagnostou E. N., and C. Kummerow, 1996*)

Θέση	Γεωγρ. Μήκος	Γεωγρ. Πλάτος	Χρονική περίοδος
TOGA COARE 1	0°-5° S	153°-158°E	10/02/92-20/01/93
TOGA COARE 2	0°-5°S	153°-158°E	20/01/93-28/02/93
Darwin, Australia	11°-14°S	129.5°-132.5E	24/12/93-30/01/94
Melbourne, Florida	0°-5°S	79.0°-82.2°W	01/07/93-31/08/93

Τα δύο πρώτα καθεστώτα, αν και ανήκουν στην ίδια γεωγραφική θέση, αντιπροσωπεύουν δύο διαφορετικές συνοπτικές καταστάσεις · στο πρώτο κυριαρχεί η κατακρήμνιση που συνδέεται με οριζόντια ανάπτυξη - αρκετά ασυνήθιστο για τροπική ωκεάνια καταιγίδα-, ενώ στο δεύτερο επικρατεί η κατακόρυφης ανάπτυξης. Το τρίτο σύστημα αποτελείται κύρια από μεταγωγικό καθεστώς, ακολουθούμενο από ένα εκτεταμένο οριζόντιας ανάπτυξης, και τέλος, το τέταρτο μπορεί να περιγραφεί από μεμονωμένα κύτταρα μεταγωγικού τύπου. Οι δύο τελευταίες περιοχές έχουν επιλεγεί καθώς φιλοξενούν σταθμούς μέτρησης της NASA.

Η ταυτοποίηση της σχέσης μεταξύ του δορυφορικού FOV-VI και της κάλυψης με stratiform βασίστηκε στα αντίστοιχα ραντάρ - δορυφορικά αντιστοιχημένα σημεία (σε ακτίνα 6 km από κάθε θέση του 85 GHz-FOV) για καθένα από τα παραπάνω καθεστώτα του Πίνακα 3.1.



Σχήμα 3.3 Πιθανότητα εμφάνισης για τα τρία διακριτά εύρη τιμών του δορυφορικού stratiform ως προς τον VI. Τα σχήματα αντιστοιχούν στα τέσσερα υπό μελέτη καθεστώτα (Anagnostou E. N., and C. Kummerow, 1996).

Στο Σχήμα 3.3 απεικονίζεται η σχέση μεταξύ του δορυφορικού δείκτη μεταβλητότητας FOV-IV ως προς την κάλυψη από καθεστώς stratiform. Η Field of View περιοχή είναι 12 km x 12 km. Στον οριζόντιο άξονα τοποθετείται ο δείκτης VI που βασίζεται στην θερμοκρασία λαμπρότητας χωρισμένος σε επτά κλάσεις (0-4, ... , 24-28). Σε κάθε διάστημα αντιστοιχεί ένα ποσοστό στρωματομόρφης κάλυψης (0-40, 40-70, 70-100%), που ορίζεται από το λόγο της στρωματομόρφης προς τη συνολική. Το συμπέρασμα που εξάγεται είναι πως και τα τέσσερα καθεστώτα παρουσιάζουν παρόμοια αποτελέσματα, δηλαδή για μικρές τιμές του VI η πιθανότητα εμφάνισης υψηλή κάλυψη σε στρωματομόρφο είναι μεγάλη. Η σημαντική ταύτιση

στα αποτελέσματα των τεσσάρων διαφορετικών καθεστώτων έδωσε τη δυνατότητα στους ερευνητές να υποθέσουν την καθολική σχέση μεταξύ ‘δορυφορικού FOV-VI’ και ‘stratiform κάλυψης’.

Η πιθανοτική σχέση μεταξύ του stratiform και του VI παρουσιάζεται στον Πίνακα 3.2.

Πίνακας 3.2 Πιθανοτική σχέση variability index (VI) - Stratiform (*Anagnostou E. N., and C. Kummerow, 1996*).

	Stratiform κάλυψη		
	0-40%	40-70%	70-100%
VI	Πιθανότητα εμφάνισης - μέση (εύρος)		
0-8	0.67 (0.45-0.91)	0.17 (0.07-0.27)	0.15 (0.02-0.20)
8-24	0.44 (0.15-0.73)	0.21 (0.10-0.33)	0.34 (0.09-0.65)
>24	0.15 (0.05-0.30)	0.22 (0.08-0.30)	0.63 (0.57-0.62)

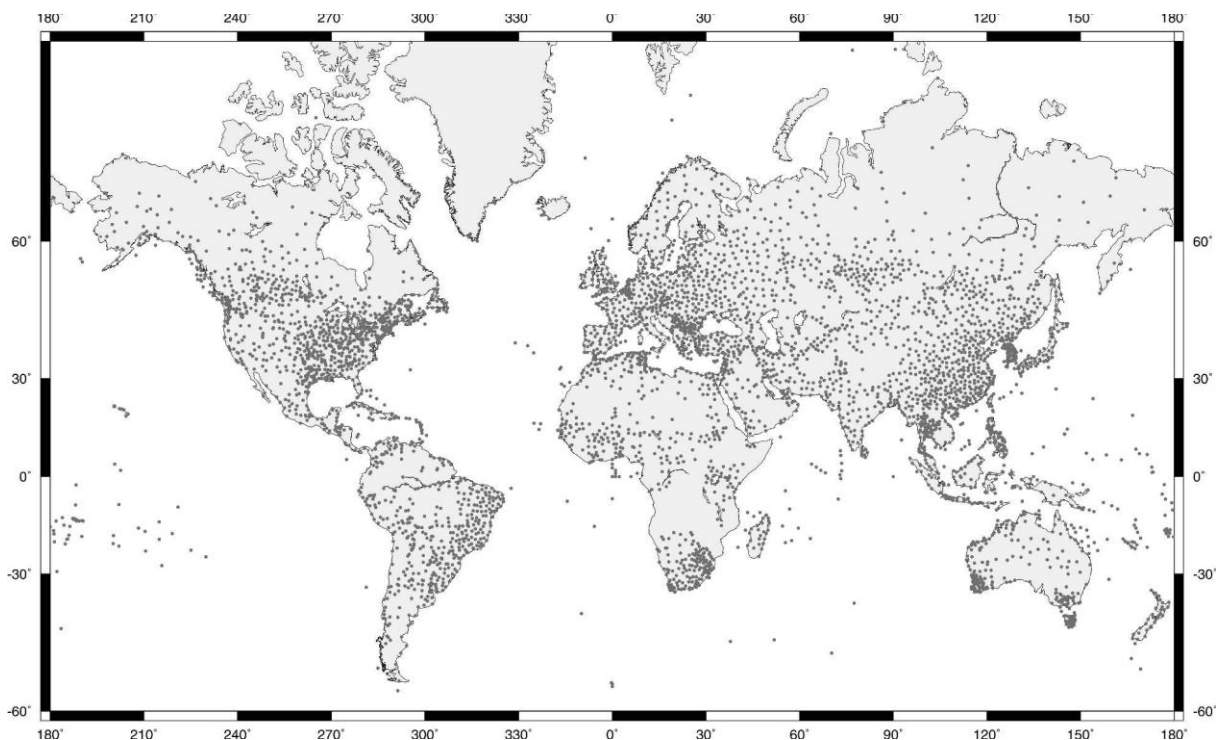
Ο διαμερισμός της κατακρήμνισης που οφείλεται σε οριζόντια και κατακόρυφη ανάπτυξη επιτεύχθηκε μέσω μιας πιθανοτικής σχέσης που στηρίχθηκε σε δεδομένα τηλεπισκόπησης. Η μέθοδος συνδέεται με την τιμή που λαμβάνει ο δείκτης μεταβλητότητας VI, ο οποίος βασίζεται στη θερμοκρασία λαμπρότητας (κανάλι των 85 GHz). Έτσι όπως παρατηρείται και στο Σχήμα 3.3, η χαμηλή τιμή του δείκτη συνδέεται με τα συστήματα οριζόντιας ανάπτυξης, καθώς αυτά διακρίνονται για τη μεγαλύτερη χωρική ομοιομορφία και μικρότερη μεταβλητότητα στο FOV, σε αντίθεση με τα συστήματα κατακόρυφης ανάπτυξης που γενικά είναι εστιασμένα.

3.2 Μεθοδολογία διαχωρισμού της βροχόπτωσης με χρήση αλγορίθμων σε παγκόσμιο επίπεδο

Ο *Tremblay (2005)* προκειμένου να μελετήσει τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης σε παγκόσμιο επίπεδο, ανέλυσε τις καταγραφές του δικτύου του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (WMO) για ένα έτος. Η ανάλυση έδειξε ότι η κατανομή της αθροιστικής κατακρήμνισης με το ρυθμό βροχόπτωσης χαρακτηρίζονται από έναν εκθετικό νόμο. Η συγκεκριμένη σχέση φαίνεται να είναι καθολική και ανεξάρτητη του μέσου χρονικού διαστήματος που λαμβάνεται για την εν λόγω κατανομή. Η συγκεκριμένη «δομή» των δεδομένων υποδηλώνει ότι αυτή η εκθετική κατανομή μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως βάση για τον διαμερισμό της επιφανειακής βροχόπτωσης σε convective και stratiform (*Tremblay,*

2005). Το φυσικό υπόβαθρο της συγκεκριμένης προσέγγισης διερευνήθηκε χρησιμοποιώντας προσομοιώσεις Monte Carlo, που βασίζονται σε ένα νεφικό μοντέλο (cloud model). Η μεθοδολογία επικυρώθηκε χρησιμοποιώντας μια ανάλυση Fourier στο χρόνο, ενώ παρουσιάζονται και οι παγκόσμιοι χάρτες μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης (convective/stratiform) για να καταδείξουν τη σημαντική δυνατότητα της τεχνικής.

Η εφαρμογή του Tremblay (2005) στηρίχθηκε σε ένα υποσύνολο των βροχομετρικών δεδομένων του WMO, των οποίων το δίκτυο βροχομετρικών σταθμών απεικονίζεται στο Σχήμα 3.4.



Σχήμα 3.4 Κατανομή των 3302 βροχομετρικών σταθμών του WMO, στις 01/01/2001 (Tremblay,2005).

Τα συγκεκριμένα δεδομένα συνήθως αρχειοθετούνται στο Καναδικό Μετεωρολογικό Κέντρο (CMC) προκειμένου να γίνει η τελική επεξεργασία. Η χρονοσειρά που αξιοποιήθηκε αφορά όλο το έτος (2001) με χρονικό βήμα τις 6 h, ώστε να λάβει υπόψη τόσο την εποχιακή επίδραση στην κατανομή της ετήσιας βροχόπτωσης, όσο και το κομμάτι των υψηλών συχνοτήτων. Κατά μέσο όρο κάθε χρονική στιγμή είναι διαθέσιμα τα δεδομένα από περίπου 3500 σταθμούς, ενώ βροχή παρατηρείται μόνιμα σε ποσοστό 15% επί του συνόλου. Ακόμα, οι εγγραφές περιλαμβάνουν όλους τους τύπους κατακρήμνισης (βροχή, χαλάζι, χιόνι) και η

καταγραφή ανάγεται στο ισοδύναμο ύψος υγρού για το αντίστοιχο χρονικό διάστημα. Έτσι, οι καταγραφές μετατράπηκαν σε χρονοσειρά με χρονικό βήμα 6 h, ενώ σημειώνεται πως η ακρίβεια των μετρήσεων είναι ± 1 mm για ≤ 20 mm, $\pm 5\%$ για ≥ 20 mm για την υγρή φάση, $\pm 5\%$ από την πραγματική τιμή για το χιόνι. Η ακρίβεια του οργάνου όπως ορίζεται σε 0.2 mm για υγρή φάση και 0.6 mm για στερεή.

Η κατακρήμνιση που αντιστοιχεί σε διάστημα Δt , για δεδομένη στιγμή, ορίζεται:

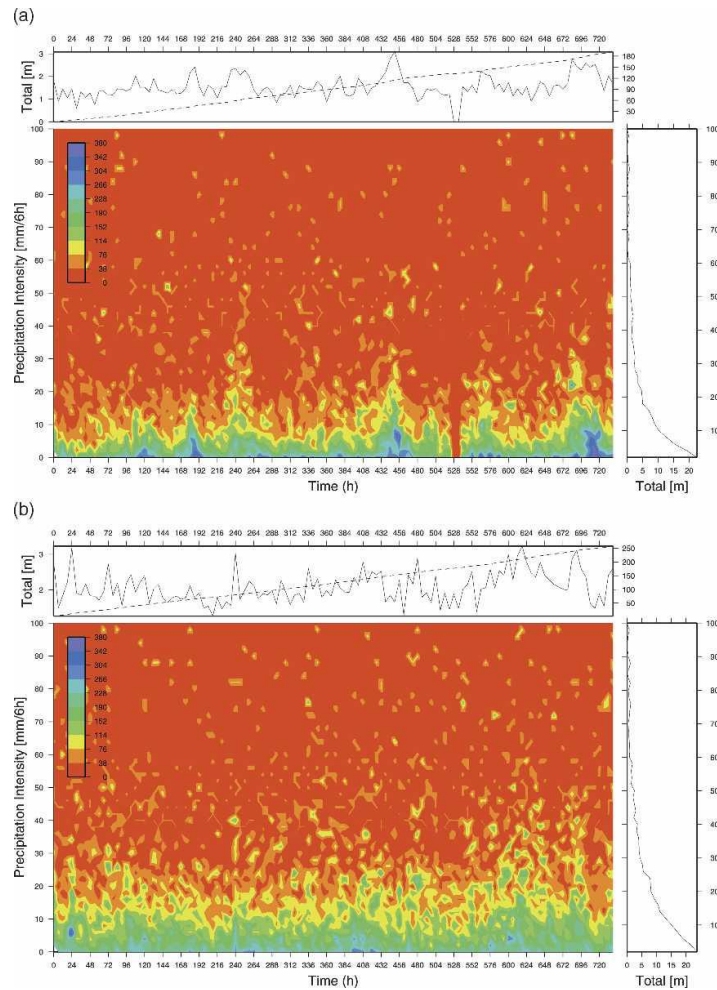
$$P_t = \int_{0^+}^{\infty} P(R) dR \quad (3.2)$$

Όπου $P(R)$ η βροχόπτωση για το αντίστοιχο διάστημα, για συγκεκριμένο σταθμό. Ο συμβολισμός 0^+ δείχνει ότι ως κατώτερο όριο δε λαμβάνεται η τιμή μηδέν (0), αλλά για την παρούσα ανάλυση το κατώφλι των 0.1 mm, προκειμένου να διαχωριστούν τα δεδομένα με και χωρίς κατακρήμνιση. Έτσι τελικά η κατανομή της βροχόπτωσης με βάση ένα αυθαίρετο χρονικό βήμα T , ορίζεται:

$$\bar{P}(R) dR = \frac{1}{T} \int_0^T P(R) dR dt \quad (3.3)$$

Οι παραπάνω εξισώσεις χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή ενός σημαντικού αριθμού γραφημάτων, όπως αυτό του Σχήματος 3.5., όπου καταγράφονται όλες οι μετρήσεις του 2001.

Στο Σχήμα 3.5 διακρίνεται μια περίπου στο 58 %, όπου σε μεγαλύτερα ποσοστά επικρατεί η κόκκινη περιοχή, και στα μικρότερα η κίτρινη-μπλε. Σε μεγάλες εντάσεις επικρατούν τα μεταγωγικά συστήματα, κι όπως περιγράφεται στη συνέχεια, το συγκεκριμένο ποσοστό χρησιμοποιήθηκε για τη διάκριση των δύο τύπων.

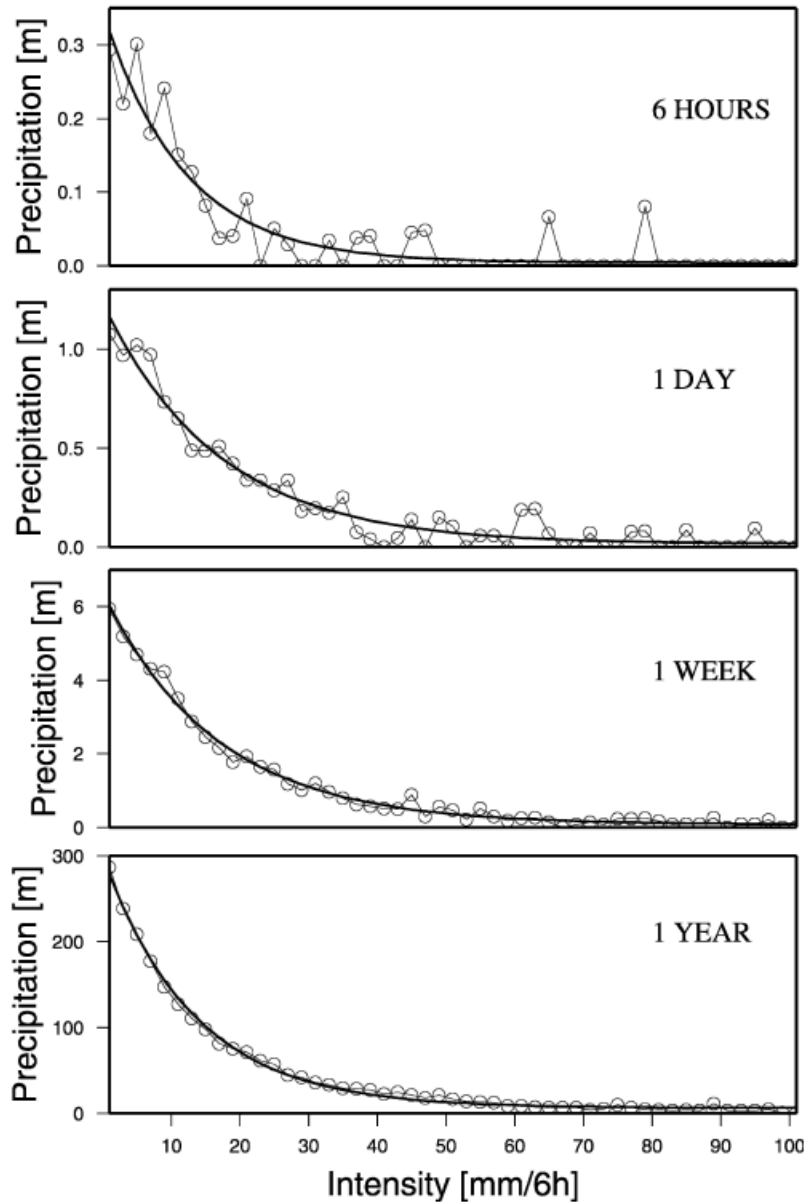


Σχήμα 3.5 (a) Ιανουάριος και (b) Ιούλιος 2001. Κατανομή της κατακρήμισης $P(R) dR$ (mm), εικονιζόμενα ως συνάρτηση του χρόνου και της έντασης ως στιγμιαία και αθροιστική (διακεκομμένη) κατακρήμιση σε συνάρτηση με το χρόνο (πάνω) και κατανεμημένη (δεξιά) (Tremblay,2005).

Όπως φαίνεται στο άνω διάγραμμα του Σχήματος 3.5 η κατακρήμιση χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα υψηλή μεταβλητότητα με το χρόνο και τους δύο μήνες, και στις δύο κατευθύνσεις (R,t) . Ακόμα, παρατηρείται μια γενική μείωση της συνολικής βροχόπτωσης όσο αυξάνει η ένταση, ενώ εντοπίζονται και τοπικές ανωμαλίες. Δεν θα ήταν παράλογο οι ανωμαλίες αυτές να συνδεθούν με τα συστήματα convective (ιδιαίτερα τον Ιούλιο), ωστόσο ένα μέρος της διακύμανσης οφείλεται και καθαυτού στα δεδομένα που λήφθηκαν (Silverman et al., 1981). Αυτά τα κύτταρα ανωμαλιών κατά κανόνα έχουν διάρκεια ζωής μικρότερη των 18 ωρών, αν και πιο επίμονες δομές είναι επίσης εμφανείς.

Μεταξύ Ιουλίου και Ιανουαρίου παρατηρούνται σημαντικές διαφορές. Για παράδειγμα, η κατανομή της μέσης βροχόπτωσης τον Ιανουάριο είναι στενότερη (βλ. αντίστοιχο διάγραμμα P), και έντονα παρατηρούνται συστήματα σε χαμηλές εντάσεις (βλ. κοντά στις 120, 192, 240, 456, 576, 696 ώρες). Αυτά τα συστήματα απελευθερώνουν μεγάλο ποσό βροχής σε μικρές εντάσεις, και αντιστοίχως δεν θα ήταν παράλογο να συσχετιστούν με τα συστήματα stratiform των εξωτροπικών κυκλώνων. Τέτοια συστήματα χαρακτηρίζουν τη χειμερινή περίοδο τη Βόρεια Αμερική και Ευρώπη, και το στίγμα τους διακρίνεται στο Σχήμα 3.5 (a). Από την άλλη πλευρά, η μεταβλητότητα και η συμβολή των υψηλών ανωμαλιών είναι πολύ πιο σημαντική. Το σήμα $P(t)$ ταλαντώνεται σε υψηλότερες συχνότητες απ' ό,τι στις χειμερινές καταγραφές, γεγονός που καταδεικνύει πως το convective σκέλος αποτελεί σημαντικό παράγοντα. Τα συστήματα αυτά είναι πιθανό να σχετίζονται με τις ισχυρές μεταγωγικές καταιγίδες πάνω από τη Β. Αμερική, τη Μέση Ανατολή, την Ευρώπη και κατά τη διάρκεια των θερινών μουσώνων στην Ανατολική Ασία. Ωστόσο τα συγκεκριμένα δεδομένα που λήφθηκαν από το παγκόσμιο δίκτυο του WMO εισάγουν κάποια «μεροληψία» κατά τη στατιστική επεξεργασία και τα αποτελέσματα, με την έννοια ότι οι όποιες γενικεύσεις ως προς τις γενικές τάσεις και τα επιμέρους χαρακτηριστικά σε παγκόσμιο επίπεδο θα πρέπει να γίνονται με προσοχή. Για παράδειγμα, η σύγκριση μεταξύ χειμερινής - θερινής κατακρήμνισης επηρεάζεται από την κατανομή των βροχομέτρων, κι έτσι η συνεισφορά των convective φαινομένων κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού στην Αυστραλία πιθανώς θα υποτιμηθεί, εξαιτίας της χαμηλότερης πυκνότητας του δικτύου στο Ν. Ημισφαίριο. Αντίστοιχα ανεπαρκή δεδομένα για στατιστική επεξεργασία εντοπίζονται και στις περιοχές του Καναδά, της Γροιλανδίας και της Σιβηρίας, ενώ τέλος έχει υποτιμηθεί και η συμβολή της κατακρήμνισης στη θάλασσα καθώς το εν λόγω δίκτυο αποτελείται αποκλειστικά από ηπειρωτικούς σταθμούς.

Μια ιδιαίτερα ενδιαφέρουσα πτυχή του Σχήματος 3.5 είναι η τέλεια εκθετική μορφή της συνάρτησης κατανομής της $P(R)$, την οποία και θα αναλύσουμε στη συνέχεια. Παρατηρείται ότι η συγκεκριμένη κατανομή είναι ανεξάρτητη του χρονικού διαστήματος βάσης, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.6.



Σχήμα 3.6 Κατανομή της βροχόπτωσης δώρου σε διαφορετικές περιόδους (*Tremblay,2005*).

Στα παραπάνω διαγράμματα φαίνεται η κατανομή της ωρης βροχόπτωσης για περίοδο έξι ωρών, μίας μέρας, μίας εβδομάδας και ενός έτους. Οι κύκλοι αποτελούν τις πραγματικές μετρήσεις και η συνεχής γραμμή (εκθετική) προέκυψε κατόπιν προσαρμογής. Το γράφημα πιστοποιεί ότι η βροχόπτωση $P(R)$ μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

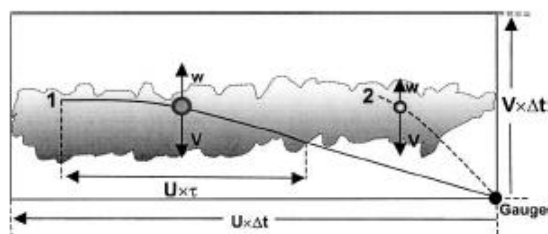
$$P(R) = A(t)e^{-b(t)R} + p'' \quad (3.4)$$

Όπου $A(t)$ και $b(t)$ χρονικά εξαρτώμενες παράμετροι.

Γενικά το εκθετικό μέρος (εξ. 3.4) κυριαρχεί για τους μικρότερους ρυθμούς ενώ το p'' είναι σημαντικό στις μεγάλες εντάσεις (Tremblay, 2005). Αυτό υποδηλώνει ότι μπορεί κανείς να συνδέσει το εκθετικό μέρος της εξ. 3.4 με τα συστήματα stratiform και το δεύτερο μέρος (p'') με τα convective. Ωστόσο μεγαλύτερη ανάλυση επί του ζητήματος θα επιχειρηθεί στην επόμενη παράγραφο. Ακόμα παρατηρείται ότι για μεγάλο T , το p τείνει στο μηδέν (0). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το p συνεχώς μεταβάλλεται γύρω από μια εκθετική κατανομή, με θετικές και αρνητικές διακυμάνσεις, που εξομαλύνονται σε σχέση με τον μακροπρόθεσμο μέσο όρο. Η αιτία των σχετικών διακυμάνσεων όπως και η ερμηνεία του p θα συζητηθεί επίσης στην επόμενη παράγραφο. Τέλος, επισημαίνεται ότι η στατιστική επεξεργασία διεξήχθη χωριστά για το Βόρειο και Νότιο ημισφαίριο και σε κάθε περίπτωση η κατακρήμνιση περιγράφεται από μια βασική εκθετική κατανομή, γεγονός που υποδηλώνει πως το συγκεκριμένο στατιστικό χαρακτηριστικό είναι καθολικό (Tremblay, 2005).

Στην ενότητα αυτή περιγράφεται πώς ένα απλό μοντέλο σχηματισμού στρωματομόρφης κατακρήμνισης είναι συνεπές με το εκθετικό μέλος που περιγράφηκε προηγουμένως. Η βροχόπτωση αυτού του τύπου εμφανίζεται σε σταθερά στρωματομόρφα περιβάλλοντα, και τα κατακρημνίσματα αναπτύσσονται κατά την κατάβαση μέσα από ένα ευρύ ανοδικό ρεύμα, του οποίου η δυναμική είναι μικρότερη από την ταχύτητα κατάβασης τους. Όπως αναλύθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο εκτενέστερα, η αύξηση του μεγέθους των σωματιδίων συμβαίνει με τη συμπύκνωση. Η στρωματομόρφη βροχή είναι φαινόμενο των μεσαίων πλατών, μετωπικών συστημάτων με τη σύγκλιση να εντοπίζεται σε χαμηλά επίπεδα προκαλώντας ανερχόμενη ροή στο μέτωπο και ανάπτυξη του stratiform.

Στο Σχήμα 3.7 απεικονίζεται το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του φαινομένου.



Σχήμα 3.7 Σχηματική απεικόνιση μοντέλου στρωματομόρφης κατακρήμνισης (Tremblay, 2005).

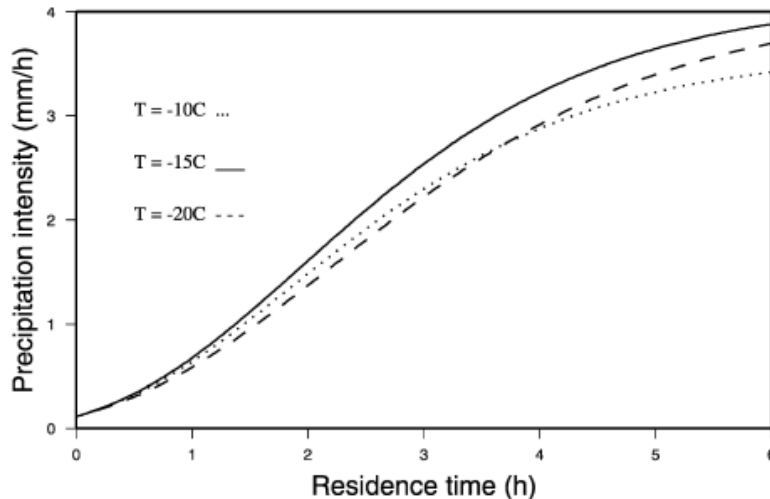
Το διάγραμμα δείχνει μια προεξοχή στο επίπεδο x-z της τροχιάς δύο ιδεατών σωματιδίων. Κάτω δεξιά έχει τοποθετηθεί ένας υποθετικός σταθμός καταγραφής προκειμένου να λαμβάνει δείγμα της ανάντη απόστασης $U\Delta t$ (οριζόντιος άξονας), $V\Delta t$ (κατακόρυφος), όπου το U συμβολίζει την οριζόντια ταχύτητα του ανέμου και το V την ταχύτητα πτώσης των ιδεατών σωματιδίων. Για τυπικές τιμές $U = 10$ m/s και $V = 1$ m/s, και για δειγματοληψία ανά 6 ώρες, οι διαστάσεις του νέφους του Σχήματος 3.7 είναι 200x20 km. Όπως παρατηρούμε, το $w < V$, γιατί αντιπροσωπεύει το ανοδικό ρεύμα, ενώ με τ συμβολίζεται ο χρόνος παραμονής των στοιχείων μέσα στο νέφος, που δίδεται από τον τύπο:

$$\tau = \int_{z_0}^{z_b} \frac{dz}{V-w} \quad (3.5)$$

Όπου z_0 το αρχικό υψόμετρο των στοιχείων και z_b το ύψος βάσης του νέφους. Το z_0 μπορεί να θεωρηθεί η αρχή μιας καθυστερημένης τροχιάς που εξαρτάται πλέον από το υψόμετρο της κορυφής του νέφους από την ακραία ταχύτητα πτώσης των σωματιδίων, την ένταση του ανοδικού ρεύματος και το χρονικό βήμα καταγραφής (Δt). Οι δύο τροχιές του Σχήματος 3.7, απεικονίζουν το αποτέλεσμα του $w^*\tau$. Μέσα σε εντονότερα ανοδικά ρεύματα, τα στοιχεία έχουν μειωμένη καθοδική ταχύτητα κι έτσι ο χρόνος παραμονής τους στο νέφος είναι μεγαλύτερος. Στη μελέτη του *Tremblay (2005)*, ισχύει η υπόθεση πως τα στοιχεία μεγαλώνουν μέσω της απόθεσης υδρατμών κατά τη διαμονή τους στο νέφος, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\frac{dq_i}{dt} = \frac{dq_v}{dt} = D(q_v, q_i, T, p) \quad (3.6)$$

Όπου q , q_i οι υδρατμοί και το περιεχόμενο πάγου αντίστοιχα, ενώ το D αντιπροσωπεύει τη μεταφορά και απόθεση υδρατμών στους παγοκρυστάλλους (*Tremblay and Glazer, 2000*). Τα αποτελέσματα ενός πιο πολύπλοκου μικροφυσικού μοντέλου δείχνουν ότι η σχέση (3.6) είναι καταλληλότερη για παγονέφη (*Tremblay et al., 1995*). Η μάζα που αφήνει το νέφος μπορεί να υπολογισθεί μέσω της σχέσης (3.6) για το χρόνο παραμονής (τ). Στην επιφάνεια της γης, η κατακρημνιζόμενη μάζα εύκολα μετατρέπεται σε R , παρέχοντας ένα απλό μοντέλο για τη μελέτη της κατανομής της επιφανειακής βροχόπτωσης.



Σχήμα 3.8 Ένταση βροχόπτωσης στη βάση του νέφους, ως συνάρτηση του χρόνου παραμονής (*Tremblay, 2005*).

Το Σχήμα 3.8 δείχνει την ένταση της βροχόπτωσης στη βάση του νέφους, ως συνάρτηση του χρόνου παραμονής, όπως υπολογίστηκε από τη Σχέση (3.6) για διάφορες θερμοκρασίες νέφους. Το συγκεκριμένο εύρος θερμοκρασιών είναι αντιπροσωπευτικό για μέσου ύψους νέφη, που συνήθως συνδέονται με καθεστώς stratiform. Η μέγιστη R είναι γύρω στους -15°C και είναι συνέπεια της γνωστής ιδιότητας της απόθεσης (*Byers, 1965*). Οι υπολογισμοί έγιναν στα 700 hPa και με δεδομένο ότι το D μεταβάλλεται πολύ λίγο σε σχέση με το p , μπορεί το συγκεκριμένο γράφημα να περιγράψει τα περισσότερα νέφη σε αυτό το εύρος θερμοκρασιών.

Τα βροχομετρικά δεδομένα που χρησιμοποίησε ο *Tremblay* μπορούν να ερμηνευτούν ως μια πιθανολογική δειγματοληψία στο πεδίο της κατακρήμνισης για όλο τον κόσμο. Λόγω της διαρκούς μεταβολής των καιρικών συνθηκών, είναι πιθανό να εκπροσωπούνται ταυτόχρονα όλοι οι τύποι βροχής κι έτσι το σύνολο των δεδομένων δε συνιστούν απόλυτα έγκυρο δείγμα. Έτσι η διαδικασία δειγματοληψίας προσομοιώθηκε με την τεχνική Monte Carlo, με κάθε μέλος του πληθυσμού να αντιστοιχεί σε μια γνωστή πιθανότητα επιλογής. Όπως περιγράφηκε παραπάνω, το R εξαρτάται από το τ , το οποίο και σχετίζεται με την ένταση των ανοδικών ρευμάτων, δηλαδή ισχυρά/ασθενή ανοδικά ρεύματα σχετίζονται αντίστοιχα με μεγάλο/μικρό χρόνο παραμονής και υψηλής/χαμηλής έντασης βροχόπτωσης. Είναι γνωστό ότι οι κατακόρυφες ταχύτητες τείνουν να οργανώνονται οριζόντια σε εντοπισμένες ζώνες έντονης κίνησης που περιβάλλονται από περιοχές γενικά ασθενέστερες. Αυτό αποτελεί συνέπεια της οργάνωσης των συστημάτων καιρού, που χαρακτηρίζεται από κυκλοφορίες που τείνουν να

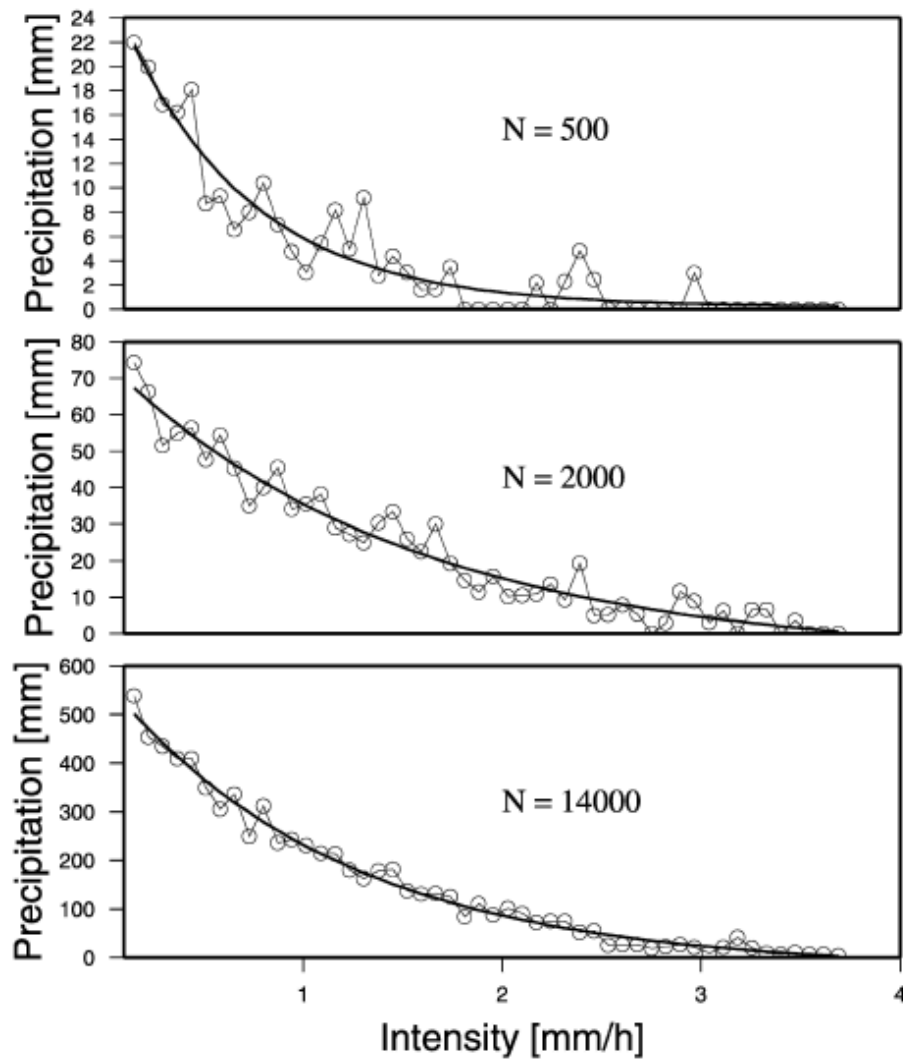
αναπτύσσουν τοπικά έντονα ανοδικά ρεύματα, όπως είναι τα μέτωπα. Αυτό συνεπάγεται ότι η πιθανότητα παρατήρησης (q) ενός χρόνου παραμονής τ , πρέπει να είναι αντιστρόφως ανάλογη του τ . Με άλλα λόγια, η κλασματική κάλυψη ενός ισχυρού ανοδικού πυρήνα (μεγάλος τ) σε συγκεκριμένη οριζόντια στάθμη, θα πρέπει να είναι πολύ μικρότερη από την επιφανειακή κάλυψη του ασθενούς ανοδικού ρεύματος (μικρός τ). Ως εκ τούτου, επελέγη η παρακάτω συνάρτηση κατανομής για να εκφράσει την πιθανότητα εμφάνισης του τ :

$$q(\tau) = \frac{1}{\delta} e^{-\tau/\delta} \quad (3.7)$$

Όπου δ είναι η χρονική κλίμακα (1 h) και το τ κυμαίνεται μεταξύ του μηδενός (0) και του τ_{\max} . Η αξιοπιστία αυτής της σχεδόν γενικής μορφής έχει διερευνηθεί υπολογίζοντας την κατανομή του w και του $(V-w)^{-1}$ που λαμβάνεται με ολοκλήρωση από το παγκόσμιο περιβαλλοντικό μοντέλο πολλαπλής κλίμακας (CMC). Το συμπέρασμα είναι ότι μια εκθετική μορφή περιγράφει πολύ καλά τα αποτελέσματα του μοντέλου. Οι εξισώσεις (3.7), (3.6), (3.2) αποτελούν ένα σύνολο κανόνων που επαρκούν για την εφαρμογή προσομοίωσης Monte Carlo. Αυτοί οι κανόνες έχουν τις εξής επιλογές:

- i. Επιλογή ενός τυχαίου $\tau < \tau_{\max} = \Delta t$, σύμφωνα με τη σχέση (3.7)
- ii. Υπολογισμός του $R(\tau)$ μέσω της σχέσης 3.6
- iii. Επανάληψη των βημάτων i,ii, N φορές.
- iv. Εξαγωγή του $P(R)$ από την 3.2.

Ο στόχος της προσομοίωσης αποτελεί η μίμηση της πραγματικής δειγματοληψίας, της συνδεόμενης με τις παρατηρήσεις. Στο Σχήμα 3.9 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα τριών προσομοιώσεων για $N=500$, 2000, και 14000. Αυτές οι συγκεκριμένες τιμές επιλέχθηκαν σύμφωνα με τις συνθήκες παρατήρησης σε διάστημα 6 ωρών (500 καταγραφές βροχής, υπενθυμίζεται το $P > 0.1$ mm), μιας μέρας (2000) και μίας εβδομάδας (14000).

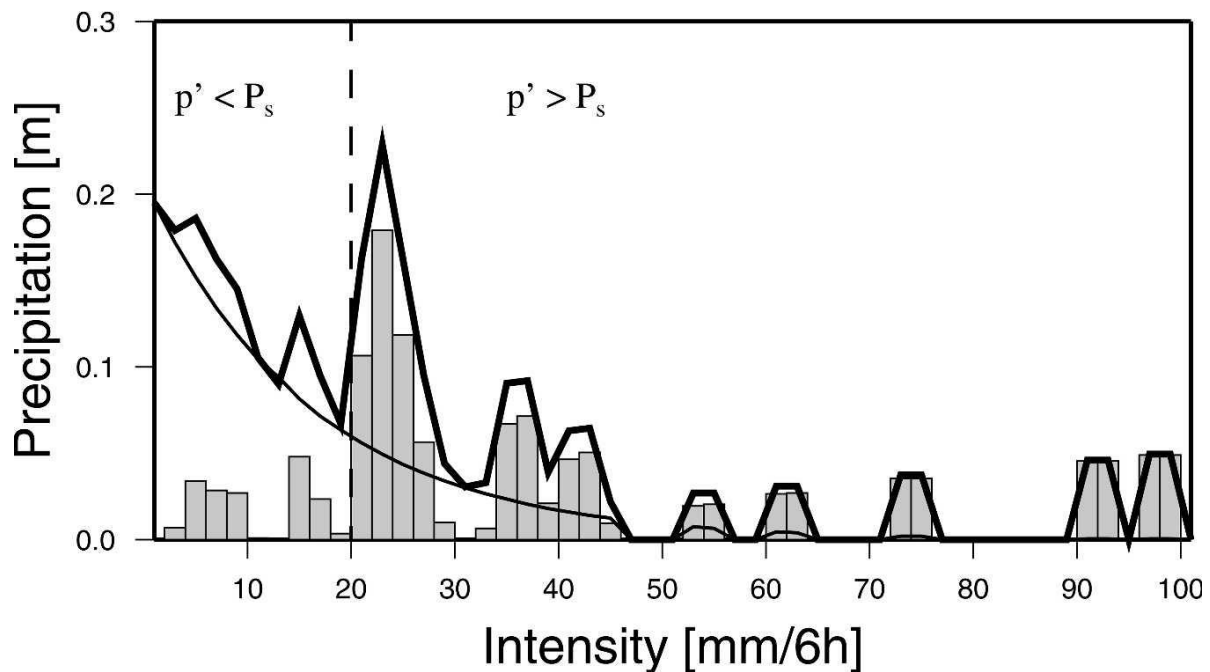


Σχήμα 3.9 Προσομοιώσεις Monte Carlo για την κατανομή της κατακρήμνισης για τα διάφορα N (Tremblay, 2005).

Όπως εύκολα διακρίνεται, η μορφή του Σχήματος 6 είναι ταυτόσημη με αυτή του Σχήματος 3. Ο εκπληκτικός βαθμός ομοιότητας οδηγεί ξεκάθαρα στο συμπέρασμα ότι οι προσομοιωμένες κατανομές έχουν τα ίδια χαρακτηριστικά με τις παρατηρημένες (Σχήμα 3.9) κι έτσι μέσα από τον εκθετικό νόμο να επιβεβαιωθεί το στρωματόμορφο μέρος.

Στην παράγραφο αυτή περιγράφεται αναλυτικότερα ο αλγόριθμος διαμερισμού της επιφανειακής κατακρήμνισης σε convective και stratiform συστατικό μέρος. Με βάση όσα ειπώθηκαν παραπάνω, υπάρχει μια εκθετική κατανομή που αντιπροσωπεύει το stratiform μέρος της συνολικής κατακρήμνισης. Επί της ουσίας, ο διαχωρισμός πραγματοποιείται αφαιρώντας από τη συνολική κατανομή $P(R)$ τη συνιστώσα $P_s(R)$ για να εξαχθεί η ανωμαλία

$p'(R)$. Έτσι, το μέρος P_s λαμβάνεται με την επιλογή μια εκθετικής κατανομής τέτοιας ώστε οι αρνητικές ανωμαλίες να είναι ακριβώς μηδέν (Σχήμα 3.10).



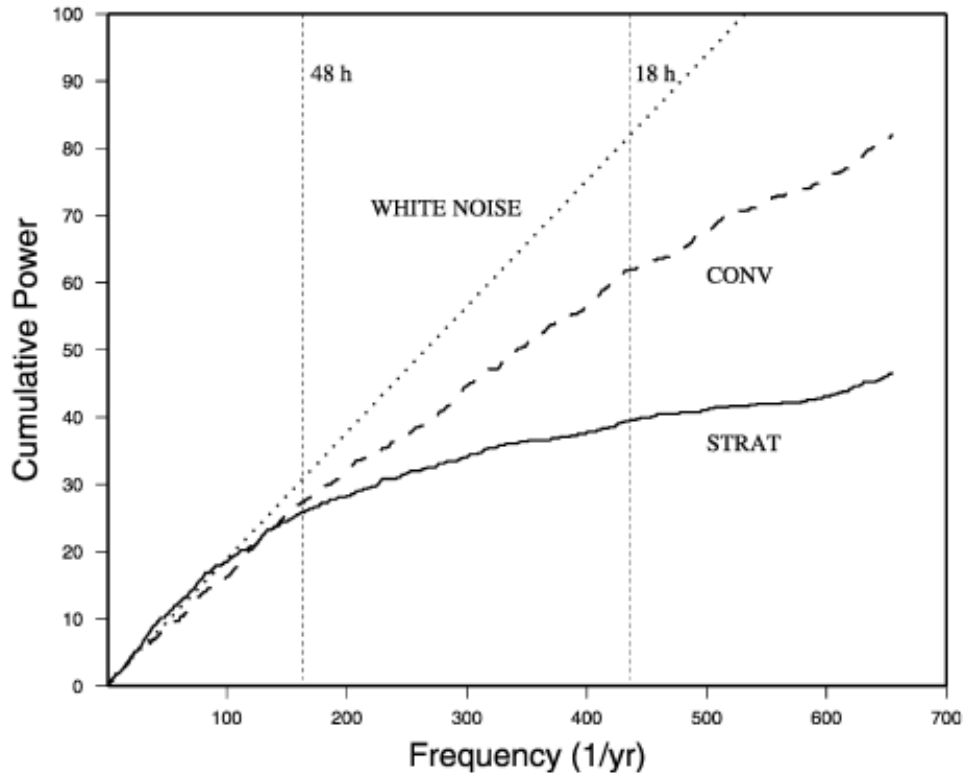
Σχήμα 3.10 Διαμερισμός βροχόπτωσης (ώρα 480, Ιούλιος 2001). Η συνολική βροχόπτωση (παχιά γραμμή), το convective μέρος (μπάρες) και το καθαρά εκθετικό stratiform μέρος (λεπτή). Με την κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή ορίζεται το κατώφλι R_c (Tremblay, 2005).

Στο παραπάνω σχήμα, η ανωμαλία p' ερμηνεύεται ως το άθροισμα των convective συν ένα στατιστικό σφάλμα. Η διακεκομμένη γραμμή R_c χωρίζει τον οριζόντιο άξονα σε δύο περιοχές: η περιοχή στα δεξιά αντιπροσωπεύει το convective ως κυρίαρχο καθεστώς, και η αριστερή το stratiform.

Στο Σχήμα 3.10 παρουσιάζεται η κατανομή των R_c για το 2001. Η μεταβλητή φαίνεται να ακολουθεί μια κατανομή με θετική ασυμμετρία, με περίπου μέσο τα 8 mm για τις συγκεκριμένες μετρήσεις που μελετήθηκαν. Το συμβάν του Ιουλίου 2001 (ώρα 480), αντιπροσωπεύει ένα πολύ σημαντικό μεταγωγικό επεισόδιο κι έτσι το κατώφλι υπολογίσθηκε στα 20 mm.

Σε γενικές γραμμές, μεγάλο κατώφλι χαρακτηρίζει κατανομές με πολύ καλά καθορισμένες ανωμαλίες (Σχήμα 3.10). Από την άλλο πλευρά το μικρό R_c (πχ. 4 mm) δείχνουν σημαντικά κενά στην αρχή της κατανομής, πράγμα που επηρεάζει την αντιπροσωπευτικότητα της

κατανομής. Ωστόσο αυτές οι περιπτώσεις αποτελούν εξαίρεση για το δείγμα που μελετήθηκε (~1% επί του συνόλου), κι έτσι δεν έχουν μεγάλο αντίκτυπο στην αποτελεσματικότητα της τεχνικής.



Σχήμα 3.11 Αθροιστική φασματική ανάλυση για τα σήματα convective/stratiform του 2001.

Η ευθεία γραμμή αντιπροσωπεύει το λευκό θόρυβο (*Tremblay,2005*).

Για να καθοριστεί η φυσική σημασία της μεθοδολογίας, οι χρονοσειρές αναλύθηκαν στο πεδίο των συχνοτήτων, τα αποτελέσματα της ανάλυσης Fourier παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.11. Η διαδικασία αυτή μπορεί να διακρίνει τα σύντομης διάρκειας έντονα επεισόδια από τα αδύναμα μακράς διάρκειας, οπότε η συσχέτιση με τα μεταγωγικά και στρωματόμορφα είναι εννοιολογική.

Από την ανάλυση των βροχομετρικών δεδομένων του WMO διαπιστώθηκε πως η κατανομή τους χαρακτηρίζεται από μια εκθετική συνιστώσα ανεξάρτητη του χρόνου και του χρονικού βήματος της έντασης. Ακόμα, εμφανίζονται ανωμαλίες που αντιστοιχούν κυρίως σε υψηλούς ρυθμούς κατακρήμνισης. Η αξιοπιστία της «εκθετικής προσαρμογής» για τα στρωματόμορφα καθεστάτα εξετάστηκε σύμφωνα με ένα απλό νεφικό μοντέλο. Ακολούθησαν προσομοιώσεις

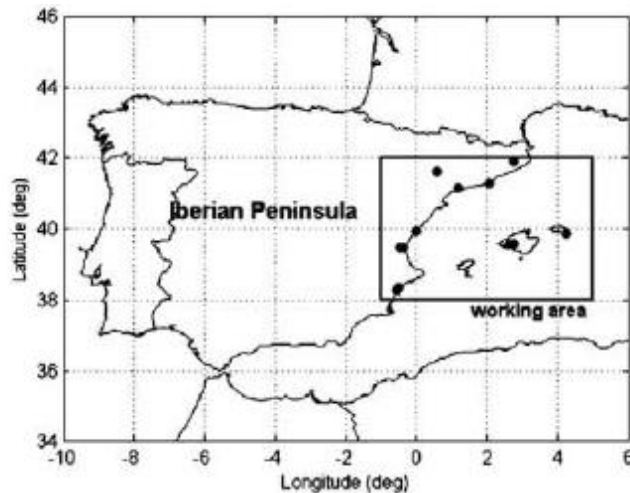
Monte Carlo οι οποίες έδωσαν εκθετική κατανομή σχεδόν ταυτόσημης μορφής. Από τις κατανομές είναι εμφανές πότε αναπτύσσεται μεταγωγική κατακρήμνιση, και η ανάλυση Fourier έδειξε πως το συγκεκριμένο καθεστώς αντιστοιχεί στην περιοχή των υψηλών συχνοτήτων, με φυσική εξήγηση τη σύντομη διάρκεια ζωής των συγκεκριμένων καταιγίδων.

3.3 Μεθοδολογία διαχωρισμού της βροχόπτωσης με χρήση αλγορίθμων σε περιοχική κλίμακα

Οι Ruiz-Leo A.M., et al., 2011 εφάρμοσαν την μεθοδολογία ταξινόμησης της κατακρήμνισης (Tremblay, 2005) χρησιμοποιώντας ωριαίες καταγραφές βροχόπτωσης για την περίοδο 1998 - 2008, στην ανατολική Ισπανία, κατά μήκος των μεσογειακών ακτών της Ιβηρικής χερσονήσου, καθώς η ευρύτερη περιοχή και ιδιαίτερα οι Μεσογειακές ακτές συχνά βρίσκονται κάτω από μέσης κλίμακας διεργασίες που συνδέονται με φαινόμενα έντονης βροχόπτωσης τύπου convective και ηλεκτρικές εκκενώσεις (Rivas-Soriano and De Pablo, 2003, Correoso et al., 2006), και κατ' επέκταση πλήττεται από πλημμύρες, οι οποίες και αποτελούν τη συνηθέστερη φυσική καταστροφή για την περιοχή (Llasat-Botija et al., 2007).

Η συγκεκριμένη ανάλυση βασίζεται στα αποτελέσματα της έρευνας του Tremblay (2005), η οποία αφορά στην εκθετική κατανομή του stratiform ανεξαρτήτως της χρονικής περιόδου των δεδομένων (αναλυτική περιγραφή στην αρχή του παρόντος κεφαλαίου). Ακολούθησαν δοκιμές Monte Carlo για τη βελτιστοποίηση της εκθετικής προσαρμογής με μη αρνητικές ανωμαλίες.

Οι Ruiz-Leo AM, et al., (2013) αξιοποίησαν τα ωριαία βροχομετρικά δεδομένα της AEMET (Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία Ισπανίας) για την περίοδο 1998-2008 και τα σύγκριναν με τα δορυφορικά TOGA- COARE (βλ. και §3.2) τα οποία παρέχονται από το ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) και γενικά αξιολογούνται ως πιο ομοιογενή (Michaelides et al., 2009). Στο χάρτη του Σχήματος 3.12 απεικονίζεται η περιοχή μελέτης και το δίκτυο των βροχομετρικών σταθμών.



Σχήμα 3.12 Δίκτυο βροχομετρικών σταθμών (μαύρα στίγματα) και περιοχή λήψης των δορυφορικών δεδομένων (ορθογώνιο πλαίσιο) (Ruiz-Leo A.M., et al., 2011).

Όπως αναφέρει και ο Tremblay (2005), όταν προβληθεί σε γράφημα η αθροιστική βροχόπτωση (P , σε mm) ως προς το ρυθμό βροχόπτωσης (R , σε mm/6h) παρατηρείται μια εκθετική κατανομή, η οποία είναι ανεξάρτητη της χρονικής περιόδου που επιλέγεται. Η προσαρμογή αυτή μπορεί να διακριθεί σε δύο μέρη, όπως φαίνονται στη Σχέση 3.8:

$$P(R) = A(t)e^{-B(t)R} + p'' \quad (3.8)$$

Όπου A, B παράμετροι του μοντέλου, $P(R)$ η αθροιστική βροχόπτωση για δεδομένη ένταση R , και p'' οι ανωμαλίες γύρω από την εκθετική κατανομή, τιμή πάντα θετική που αποτυπώνει τις υπερβάσεις από τη συνήθη κατανομή για το ρυθμό βροχόπτωσης. Όπως και στη μελέτη του Tremblay (2005), το εκθετικό μέρος της Σχέσης 3.8 μπορεί να σχετισθεί με τη stratiform συνιστώσα, η οποία υπερισχύει στις μικρές εντάσεις, και συνεπώς ο δεύτερος όρος p'' να σχετισθεί με την συνιστώσα convective, που είναι στατιστικά σημαντικότερη στις μεγάλες εντάσεις και αντιπροσωπεύει τις ανωμαλίες στην εκθετική κατανομή (Ruiz-Leo A.M., et al., 2011). Η παραπάνω περιγραφή συνοψίζεται στη σχέση 3.9:

$$P(R) = P_s + P_c \quad (3.9)$$

Για την ένταση $R(t)$ επελέγη το διάστημα των 6 h καθώς αποτελεί το τυπικό ελάχιστο για την ανάπτυξη φαινομένων τύπου convective. Με άλλα λόγια, η χρονοσειρά για κάθε σταθμό από τους 11 αποτελείται από τέσσερις τιμές έντασης R που σχετίζεται με την αντίστοιχη

βροχόπτωση. Οι τιμές αυτές χωρίστηκαν σε διαστήματα, έτσι ώστε για κάθε διάστημα η αθροιστική βροχόπτωση να αποτελεί την πρόσθεση των αντίστοιχων ημερήσιων εντάσεων. Η επιλογή της κατάλληλης κλάσης ήταν σημαντική για την ανάλυση καθώς επηρεάζει τη μορφή της εκθετικής καμπύλης της $P(R)$. Για το λόγο αυτό, προτάθηκε ένα κριτήριο που βασίζεται σε δύο παράγοντες: (i) την τυπική απόκλιση της έντασης $\sigma(R)$ για κάθε μετ/κό σταθμό και (ii) τον αριθμό n των μη μηδενικών τιμών βροχής για κάθε σταθμό:

$$\sigma_T = \sqrt{\sum_i^m - \sigma_i^2(\bar{R})} \quad (3.10)$$

Με άλλα λόγια, η παραπάνω έκφραση λαμβάνει υπόψη την κατανομή των επιμέρους τυπικών αποκλίσεων των μέσων για κάθε σταθμό $\sigma_i(\bar{R})$, και τον αριθμό των βροχομετρικών σταθμών (m) στην περιοχή μελέτης. Η τυπική απόκλιση των μέσων R σχετίζεται με την $\sigma_i(R)$ για κάθε σταθμό με τη σχέση:

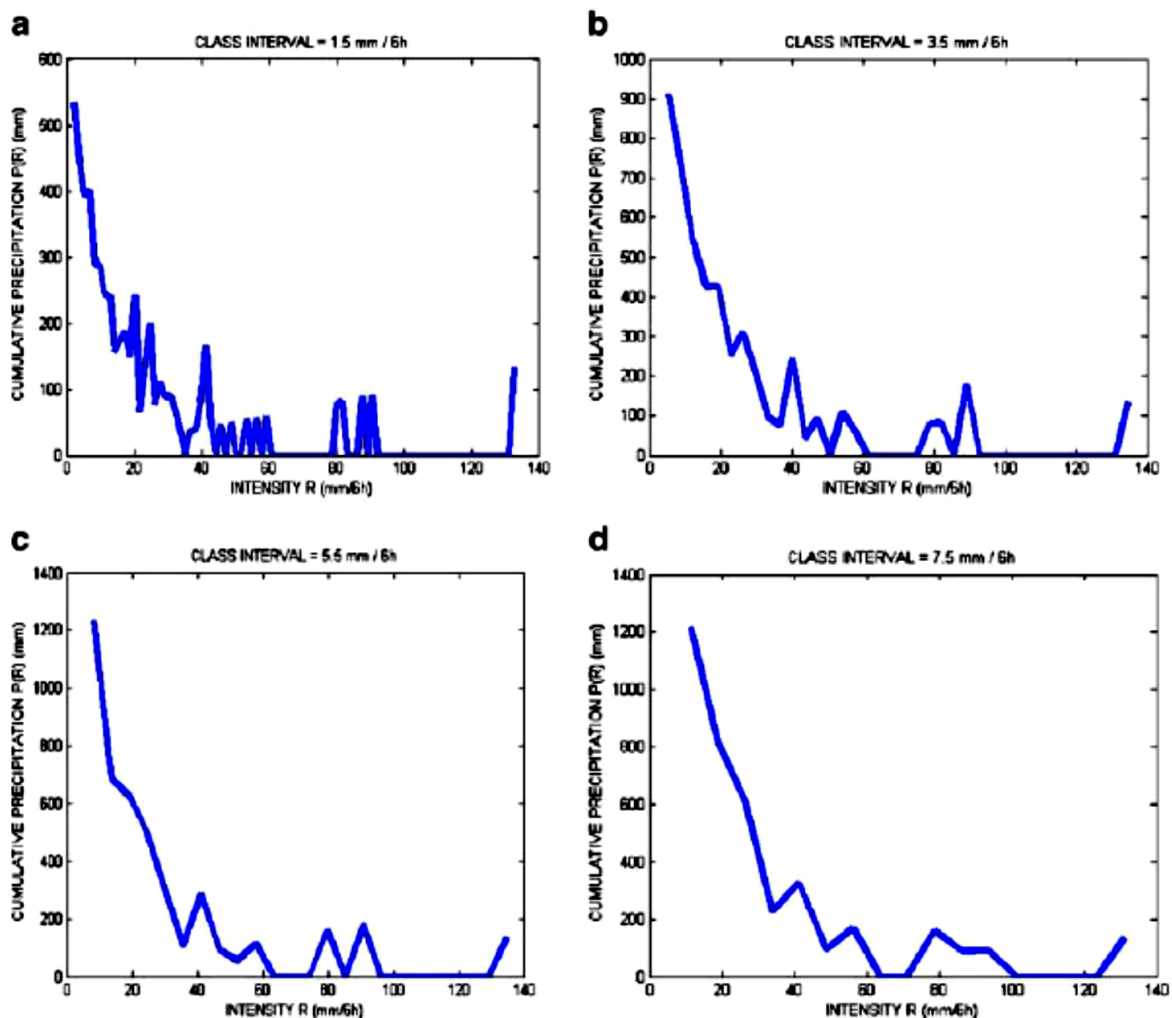
$$\sigma(\bar{R}) = \frac{\sigma_i(R)}{\sqrt{n_i}} \quad (3.11)$$

Όπου

$$\sigma_i(R) = \sqrt{\frac{1}{n_i-1} \sum_{j=1}^{n_i} (R_j - \bar{R})^2} \quad (3.12)$$

Με βάση τη Σχέση 3.12 υπολογίστηκε πως για μεγαλύτερες τιμές του σ_T παρατηρείται μεγάλη διασπορά στα δεδομένα, πράγμα που δηλώνει πως απαιτείται μεγαλύτερο εύρος στις κλάσεις. Στη συνέχεια συνδυάστηκε το εύρος των τιμών της τυπικής απόκλισης (0-6) με το μέγιστο πλάτος κλάσης της R (δηλ. 4 με βήμα ανά 0.5) με σκοπό να παρατηρήσουμε έναν λογικό αριθμό που δίνει αποτέλεσμα στον δείκτη $\sigma_T = 0.75$. Έτσι, το κατάλληλο εύρος για την υποδιαίρεση των κλάσεων οδήγησε σε ομαλή εκθετική κατανομή για μικρές τιμές του R που σχετίζεται με τα συνήθη stratiform καθεστώτα, καθώς και στην ύπαρξη ανωμαλιών για την αποτύπωση των convective συστημάτων, τα οποία και κυριαρχούν στις μεγαλύτερης έντασης βροχής. Στο Σχήμα 3.13 παρουσιάζονται ενδεικτικά τέσσερις κατανομές της αθροιστική βροχόπτωση για διαφορετικό διάστημα των κλάσεων (πχ. 1.5 mm/6h, 3.5 mm/6h κλπ), για τη χρονοσειρά ενός έτους. Εύκολα γίνεται αντιληπτό πως με μικρό διάστημα κλάσης, η απεικόνιση δείχνει πολυάριθμες ταλαντώσεις μεγάλου εύρους (πχ. Σχήμα 3.13.a).

Αντιθέτως, λαμβάνοντας διαστήματα πολύ μεγάλου εύρους οδηγούμαστε σε ιδιαίτερα ομαλή καμπύλη, σχεδόν χωρίς ανωμαλίες, απαλείφοντας σε μεγάλο βαθμό το convective συστατικό.

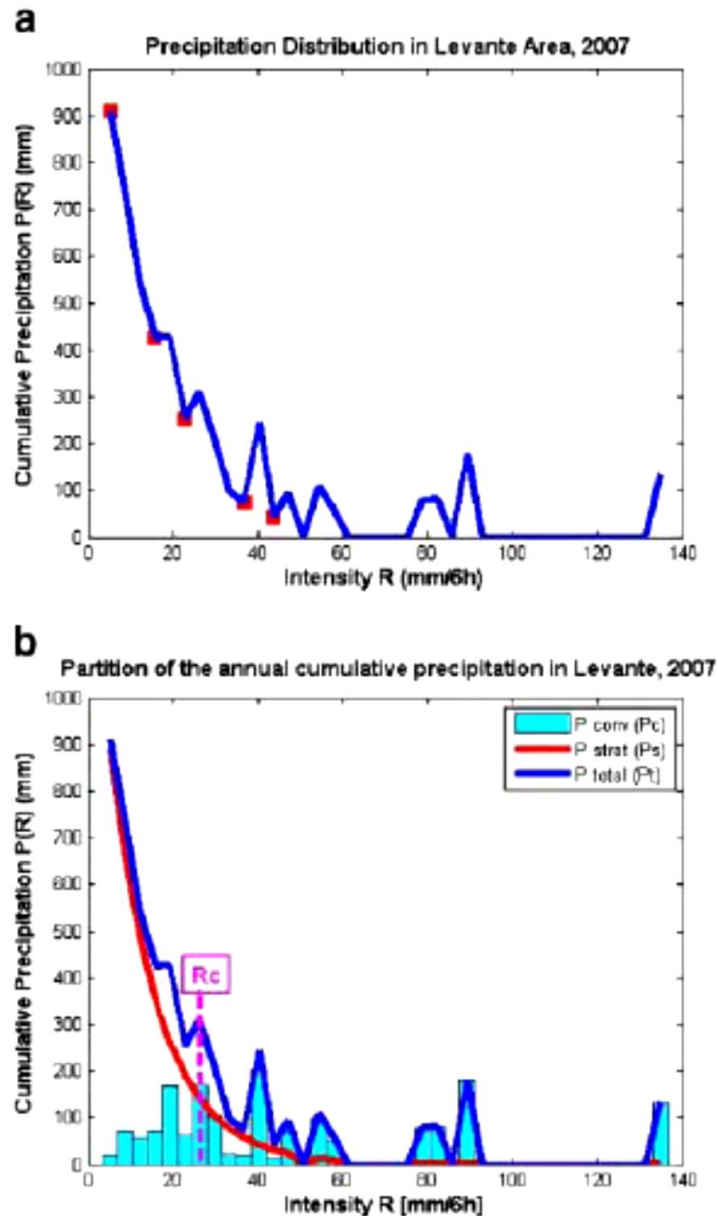


Σχήμα 3.13 Κατανομή της αθροιστική βροχόπτωσης για το 2007, με class interval (a)1.5 mm/h, (b) 3.5 mm/h, (c)5.5 mm/h, (d) 7.5 mm/h (Ruiz-Leo A.M., et al., 2011).

Στη συνέχεια αναπτύχθηκε μια τεχνική σε σχέση με το διαχωρισμό της επιφανειακής βροχόπτωσης στα δύο επιμέρους συστατικά, μέσω δύο αλγορίθμων. Ο πρώτος, με σκοπό να διακριθεί το στρωματόμορφο συστατικό μέσω μιας εκθετικής καμπύλης, και ο δεύτερος προκειμένου να αξιολογήσει την κρίσιμη ένταση βροχής (R_c), η οποία και διαχωρίζει τη συνολική βροχόπτωση σε δύο συστατικά μέρη. Αυτή η τιμή κατωφλιού με άλλα λόγια ορίζει πως τα γεγονότα με ένταση μεγαλύτερη της γενικά τείνουν να έχουν μεταγωγικό χαρακτήρα.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, οι ανωμαλίες που παρατηρούνται στα γραφήματα σχετίζονται με τα μεταγωγικά συστήματα. Έτσι, η εκθετική κατανομή πρέπει πάντα να λαμβάνει μικρότερες τιμές από την συνολική αθροιστική βροχόπτωση (P), αλλιώς θα παρατηρούνται αρνητικές ανωμαλίες κατά μήκος της κατανομής, πράγμα που σημαίνει αρνητική τιμή για μια μεταγωγικού τύπου βροχόπτωση, που φυσικά δεν είναι αποδεκτό. Η συνθήκη ότι η εκθετική συνάρτηση περνά από τις μικρότερες τιμές είναι επίσης αδύνατη. Ως εκ τούτου, επιλέχθηκε ένα διάστημα κλάσης που να δημιουργεί ένα γράφημα με όσο το δυνατό λιγότερες ανωμαλίες. Δεν μπορεί να επιτευχθεί μια καλή προσέγγιση με μια συνάρτηση με πολλά τοπικά ελάχιστα. Ακόμα, μπορεί να ταιριάζουν περισσότερες από μία εκθετικές κατανομές, πράγμα που προκαλεί επιφυλάξεις κατά την επιλογή της καμπύλης. Κατά συνέπεια, η κατανομή που επιλέγεται πρέπει να εκπληρώνει τη συνθήκη για λίγες διακυμάνσεις αλλά και να μην είναι τόσο ομαλή ώστε να αποκρύπτει τις πληροφορίες για το σύνολο των μεταγωγικών βροχοπτώσεων και να τελικά να τις υποτιμά (*Ruiz-Leo A.M., et al., 2011*).

Σύμφωνα με αυτό το κριτήριο λοιπόν, η κατάλληλη κλάση μπορεί να είναι μεταξύ 3.5-5.5 mm/6h. Και στις δύο περιπτώσεις όπως βλέπουμε, οι καμπύλες είναι ομαλές για μικρές τιμές της R και ο εκθετικός όρος που σχετίζεται με το στρωματομόρφο στοιχείο είναι διακριτός. Για τις μεγαλύτερες τιμές, παρατηρούνται αρκετές διακυμάνσεις και αυτό το γεγονός σχετίζεται με την κυριαρχία μεταγωγικού καθεστώτος. Έτσι, για το σκοπό της συγκεκριμένη μελέτης επιλέχθηκε class interval ίσο με 3.5 mm/h (Σχήμα 3.14).



Σχήμα 3.14 (α) Κατανομή πραγματικής αθροιστικής βροχόπτωσης (class interval = 3.5 mm/h), με τα ελάχιστα (κόκκινα τετράγωνα) στις ανωμαλίες του 2007. (β) Εκθετική προσαρμογή και κρίσιμη ένταση - κατώφλι R_c (διακεκομμένη γραμμή) (Ruiz-Leo A.M., et al., 2011).

Κατά την ανάπτυξη του πρώτου αλγορίθμου βρέθηκε η κατάλληλη εκθετική συνάρτηση που αντιστοιχεί στο στρωματόμορφο συστατικό μέρος (P_s) της βροχόπτωσης, όπου επιβλήθηκε η συνθήκη πως μια τέτοια καμπύλη δεν πρέπει λαμβάνει υψηλότερες τιμές από την αθροιστική βροχόπτωση. Με άλλα λόγια, σχεδιάστηκε αλγόριθμος που αναγνωρίζει τις ελάχιστες τιμές στην αθροιστική βροχόπτωση, προκειμένου η καμπύλη να περνάει μέσα από τα τοπικά

ελάχιστα και ποτέ πάνω από αυτά, έτσι ώστε να αποφευχθούν οι όποιες ψευδείς τιμές για τη βροχόπτωση.

Ο δεύτερος αλγόριθμος που αναπτύχθηκε αφορά στην εύρεση της κρίσιμης έντασης (R_c), δηλαδή της τιμής - κατώφλι για τη διαμέριση της συνολικής βροχής. Σύμφωνα με τον *Tremblay (2005)*, η βέλτιστη R_c διακρίνει ξεκάθαρα τα δύο καθεστώτα, όπου στην περιοχή αριστερά της κρίσιμης τιμής το stratiform καθεστώς κυριαρχεί έναντι του convective, και στην περιοχή δεξιά της επικρατεί το convective.

Ο αλγόριθμος που αναπτύχθηκε αναγνωρίζει το κρίσιμο κατώφλι R_c ως εκείνη την τιμή έντασης βροχόπτωσης κατά την οποία ισχύει η συνθήκη του «60%»:

«Το 60% της συνολικής αθροιστικής βροχόπτωσης εκπροσωπείται από μεταγωγικού τύπου κατακρήμνιση».

Η συνθήκη ορίστηκε με βάση τη διεθνή βιβλιογραφία. Πρώτος ο *Houze (1993)* αναφέρει ότι το P_c εκφράζει περί το 60% της συνολικής βροχόπτωσης ενός MCS (Mesoscale Convective System) και οι *Johnson&Hamilton (1988)* εκτίμησαν το ποσοστό του P_c μεταξύ 60-70% επί του συνόλου, από μια σειρά καταγίδων σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη.

Επίσης, δίδεται ιδιαίτερη προσοχή προκειμένου να αποφύγουμε υποεκτιμήσεις της παραμέτρου R_c . Το P_c μπορεί να είναι ελαφρώς μεγαλύτερο από το P_s για μια συγκεκριμένη τιμή του R , και μικρότερο σε ένα ευρύ φάσμα εντάσεων σε υψηλότερες τιμές του R . Εάν αυτή η τιμή είχε γίνει αποδεκτή ως κρίσιμη ένταση, οι εντάσεις γύρω από τις τιμές του R όπου το $P_c < P_s$ θα περιλαμβάνονταν στο επικρατές μεταγωγικό καθεστώς, παρά τα στρωματόμορφα χαρακτηριστικά τους. Ένα τέτοιο δυσμενές σενάριο αποφεύχθηκε χάρη στην εφαρμογή του κριτηρίου 60%.

Προ βελτιστοποίησης ορίστηκε ένα αυθαίρετο κατώφλι το οποίο αποτελεί η τιμή R_0 , αρκετά μικρή, χωρίς φυσική ερμηνεία, προκειμένου να φτάσουμε στο τελικό R_c . Για R μεγαλύτερο αυτού του R_0 , αναζητείται η πρώτη ένταση βροχής που υπακούει στην παραπάνω συνθήκη. Είναι σημαντικό να σημειωθεί πως η αρχική συνθήκη R_0 πριν τη βελτιστοποίηση δεν επηρεάζει το τελικό αποτέλεσμα. Έτσι, βρίσκοντας την κατάλληλη τιμή R_c , μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα πως όλα τα φαινόμενα με ένταση βροχής υψηλότερη της (σε mm/6h) θα σχετίζονται με μεταγωγικά φαινόμενα και τα μικρότερης έντασης με στρωματόμορφα. Ωστόσο τα δύο καθεστώτα δεν είναι απολύτως ανεξάρτητα ούτε αλληλοαναιρούνται και

μπορούν να συνυπάρξουν την ίδια στιγμή σε κυκλώνα που παράγεται από επαγωγή (Houze, 1997). Έτσι, σε κάθε περίπτωση, τελικός σκοπός είναι η αναγνώριση του κυρίαρχου καθεστώτος.

Συνοψίζοντας, οι εντάσεις που υπερβαίνουν το R_c σχετίζονται με καθεστώς convective και οι μικρότερες με stratiform. Η τιμή του κατωφλιού για την ανατολική Ιβηρική χερσόνησο προσδιορίστηκε στα 26.25 mm/6h.

4 Ανάπτυξη μεθοδολογίας ταξινόμησης καταιγίδων στην Αττική

4.1 Εισαγωγικά

Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφεται αναλυτικά η μεθοδολογία ταξινόμησης των καταιγιδόφωρων συστημάτων στην Αττική, με σκοπό τον καθορισμό της κρίσιμης έντασης βροχόπτωσης, πάνω από την οποία και με βάση την πρόγνωση αναμένεται η εκδήλωση κατακρήμνισης συνδεδεμένης με συστήματα κατακόρυφης ανάπτυξης, και κατ' αναλογία, κάτω από την οποία επικρατούν στρωματόμορφα φαινόμενα.

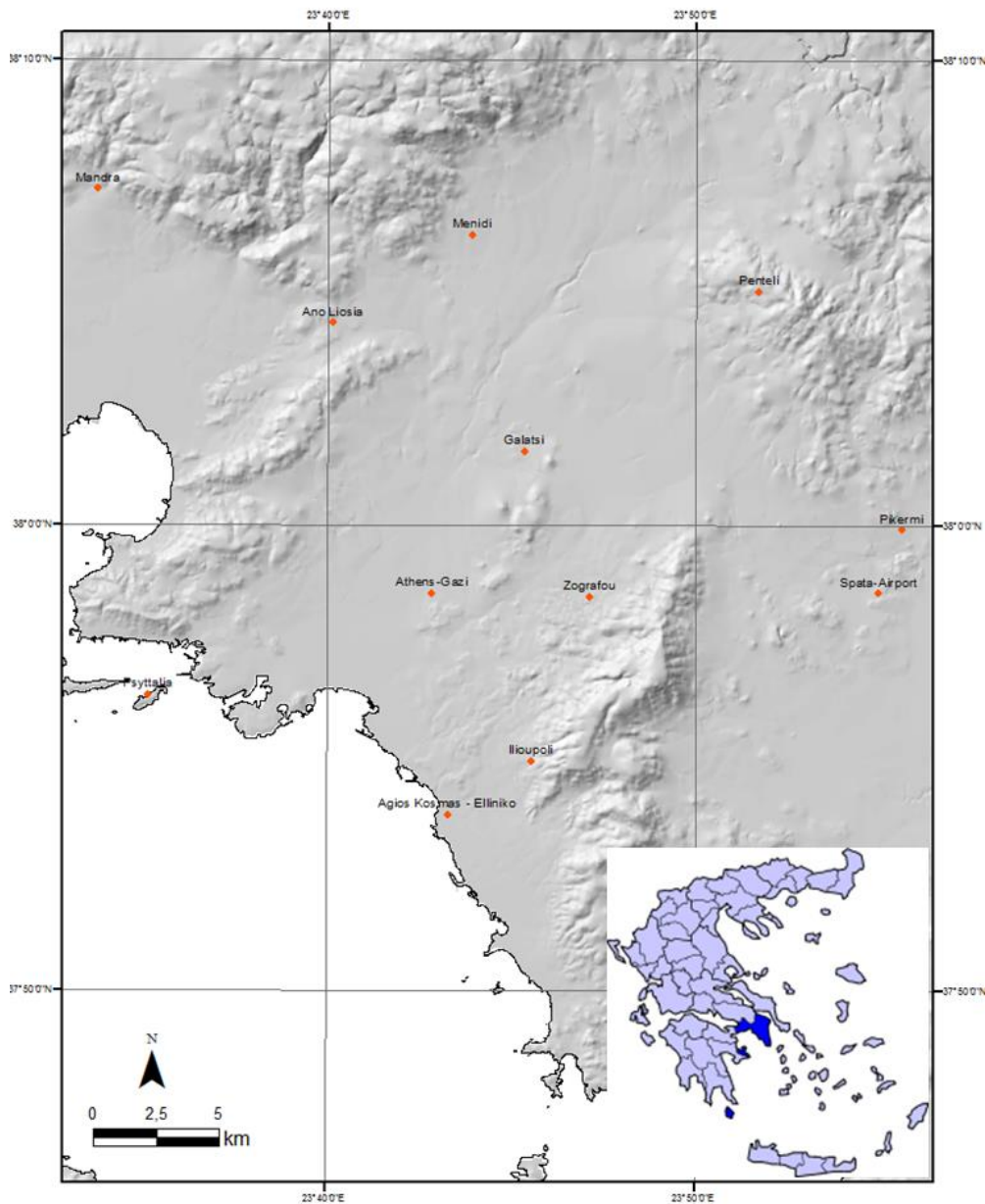
Η Αττική αποτελεί την πρώτη σε πληθυσμό και πιο πυκνοκατοικημένη περιφέρεια της Ελλάδας, με συνολική έκταση 3.808 km², ενώ φιλοξενεί και το πολεοδομικό συγκρότημα της Αθήνας που αποτελεί την πρωτεύουσα της Ελλάδας, συγκεντρώνοντας το 1/3 του πληθυσμού της χώρας (3.761.810 κάτοικοι, απογραφή 2001). Η Αττική χωρίζεται σε δύο υποενότητες, από τη μία την περιοχή του Λεκανοπεδίου που οριοθετείται από το Σαρωνικό κόλπο στα νότια και τα όρη Αιγάλεω (Δ), Ποικίλο (Δ-ΒΔ), Πάρνηθα (Β), Πεντέλη (ΒΑ) και Υμηττό (Α), και από την άλλη το υπόλοιπο Αττικής.

Η έντονη αστικοποίηση της Αττικής οδηγεί στην εκδήλωση έντονων καταιγίδων (*Nastos, et al., 1999*) λόγω του φαινομένου της αστικής θερμικής νησίδας (UHI), ιδιαίτερα τη θερμή περίοδο του έτους. Οι πιθανοί κύριοι παράγοντες που προκαλούν τις μεταβολές στη βροχόπτωση λόγω αστικοποίησης, είναι η μηχανική διαταραχή που προκύπτει από την αυξημένη τραχύτητα της επιφάνειας σε συνδυασμό με την αισθητή θερμότητα από τον αστικό θερμό αέρα και ανθρωπογενείς πυρήνες συμπύκνωσης που αιωρούνται στον αέρα πάνω από τα αστικά κέντρα. Αυτοί οι παράγοντες είναι υπεύθυνοι για ισχυρές καταιγίδες κατακόρυφης ανάπτυξης (convective nature) στις ανεπτυγμένες μεγαλουπόλεις. Πολλές μελέτες έχουν δείξει ότι UHI σχετίζεται με μεταγωγική κατακρήμνιση (convective) στην Ατλάντα (*Bornstein and Lin, 2000*), στην πόλη του Μεξικού (*Jauregui and Romales, 1996*), στο Τελ Αβίβ (*Goldreich and Mavés, 1979*), στο Πεκίνο Πόλη (*Guo et al., 2006*), το Τόκιο (*Yonetani, 1982*) στο Λονδίνο (*Atkinson, 1971*) και στην Αγκυρα (*Cicek and Turkoglu, 2005*).

Όπως περιγράφηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, έχουν αναπτυχθεί πολυάριθμες μεθοδολογίες για την ταξινόμηση των καταιγίδων, ωστόσο για την περίπτωση της Αττικής και με βάση τα

διαθέσιμα δεδομένα επελέγη μια παραλλαγή της μεθόδου κατά *Ruiz-Leo A.M., et al., 2011*, όπου υπενθυμίζεται πως αφορά την περιοχή των Μεσογειακών ακτών της Ισπανίας, μια περιοχή με παρεμφερή χαρακτηριστικά με την Αττική. Οι δύο περιοχές βρίσκονται σε κοινό γεωγραφικό πλάτος, ενώ μες στο έτος πλήττονται από ισχυρές καταιγίδες που συχνά οδηγούν στην εκδήλωση πλημμυρών.

Στο Σχήμα 4.1 απεικονίζεται η περιοχή μελέτης καθώς και το δίκτυο των βροχομετρικών σταθμών.



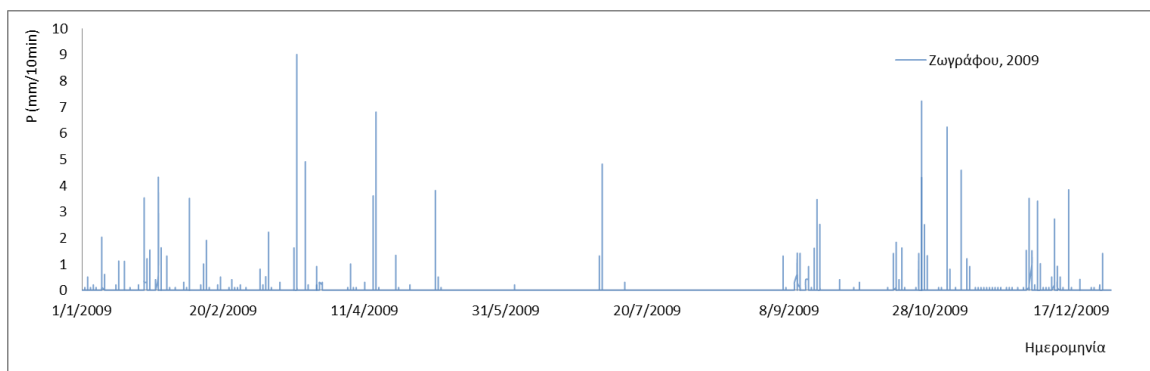
Σχήμα 4.1 Περιοχή μελέτης, δίκτυο βροχομετρικών σταθμών.

Με στόχο την ανάπτυξη ενός αλγορίθμου διαμερισμού της βροχόπτωσης, αναλύθηκαν τα βροχομετρικά δεδομένα χρονικού βήματος 10 min του δικτύου αυτόματων τηλεμετρικών σταθμών METEONET, του Εργαστηρίου Υδρολογίας και Αξιοποίησης Υδατικών Πόρων του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου. Πιο συγκεκριμένα περιλαμβάνει τους σταθμούς: Μενιδίου, Ψυτάλλειας, Αγίου Κοσμά, Ηλιούπολης, Μάνδρας, Γαλατσίου, Πεντέλης, Πικερμίου, Ζωγράφου και Άνω Λιοσίων. Ακόμα, για πιο αντιπροσωπευτική χωρικά πληροφορία, στην ανάλυση προστέθηκαν και οι σταθμοί Αθήνα - Γκάζι και Σπάτα - Αεροδρόμιο, του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Τα χαρακτηριστικά των σταθμών παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.1.

Πίνακας 4.1 Όνομα, συντεταγμένες και υψόμετρο βροχομετρικών σταθμών του δικτύου ΝΟΑ και ΗΟΑ.

Σταθμός	X (ΕΓΣΑ '87)	Y (ΕΓΣΑ '87)	Υψόμετρο (m)
Ζωγράφου	481137.0	4203010.6	181
Ψυτάλλεια	463569.2	4199167.6	20
Πικέρμι	493588.4	4205655.9	133
Πεντέλη	487886.1	4215140.1	729
Μενίδι	476525.5	4217394.2	210
Μάνδρα	461612.2	4219259.5	258
Ηλιούπολη	478845.1	4196491.3	206
Γαλάτσι	478560.9	4208815.5	176
Άνω Λιόσια	470969.3	4213921.9	184
Άγιος Κοσμάς - Ελληνικό	475537.3	4194336.4	6
Αθήνα - Γκάζι	474870.2	4203161.7	60
Σπάτα - Αεροδρόμιο	492621.1	4203139.7	144

Η περίοδος μελέτης είναι τέσσερα έτη (2009 - 2012), όπου χρονικά συμπίπτουν οι χρονοσειρές βροχοπτώσεων για όλους τους σταθμούς. Στο Σχήμα 4.2 ενδεικτικά παρουσιάζεται το γράφημα της ετήσιας βροχόπτωσης (σε mm/10min) για το 2009 στο σταθμό του Ζωγράφου (Πολυτεχνειούπολη).



Σχήμα 4.2 Ετήσια βροχόπτωση P (mm/10min) στο σταθμό της Πολυτεχνειούπολης - Ζωγράφου.

Τα δεδομένα ελέγχθηκαν, αναλύθηκαν και δημιουργήθηκαν 48 χρονοσειρές ωριαίας βροχόπτωσης, μία για κάθε σταθμό και κάθε έτος.

Στην παράγραφο 3.3.2 περιγράφεται αναλυτικά πως η αθροιστική βροχόπτωση ως προς την αντίστοιχη ένταση παρουσιάζει εκθετική μορφή, η οποία αντιπροσωπεύει με μεγάλη επιτυχία τα καθεστώτα stratiform (Tremblay 2005). Αντιθέτως, τα καθεστώτα convective αντιστοιχούν στις ανωμαλίες που παρουσιάζει η πραγματική βροχόπτωση από τον εκθετικό νόμο, και γενικά επικρατούν στις μεγάλες εντάσεις.

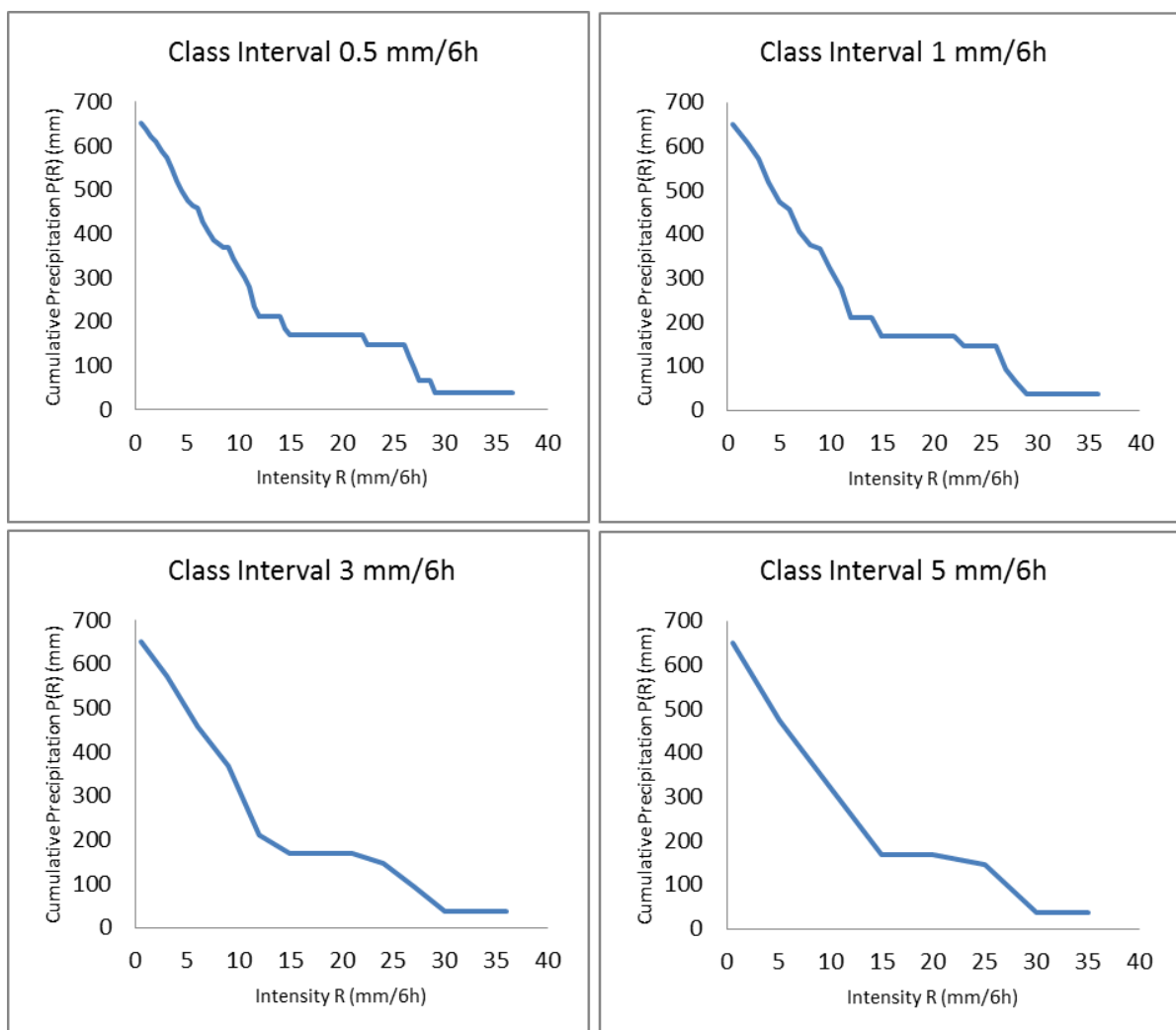
Με βάση τα παραπάνω, αναπτύχθηκαν δύο αλγόριθμοι, ο πρώτος εκτελέστηκε προκειμένου να βρεθεί η κατάλληλη εκθετική σχέση που θα αντιπροσωπεύει το stratiform συστατικό, και ο δεύτερος - που συνδέεται με την εφαρμογή του κατάλληλου κριτηρίου - αναπτύχθηκε με σκοπό την εύρεση της τιμής - κατωφλιού που διακρίνει τις υποπεριοχές επικράτησης του stratiform στις μικρότερες εντάσεις και του convective στις μεγαλύτερες.

4.2 Πρώτος αλγόριθμος: εκθετική προσαρμογή

Όπως ειπώθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, πρώτο βήμα αποτελεί η εφαρμογή του αλγορίθμου που θα περιγράφει το stratiform καθεστώς μέσω ενός εκθετικού νόμου. Με την βοήθεια του αλγορίθμου αυτού θα υπολογιστεί η αθροιστική βροχόπτωση για την αντίστοιχη ένταση $R(t)$ ανά 6 h, καθώς το συγκεκριμένο διάστημα αποτελεί το τυπικό ελάχιστο για την ανάπτυξη φαινομένων τύπου convective. Σε αυτό το βήμα οι υπολογισμοί διεξάγονται για κάθε σταθμό και κάθε έτος.

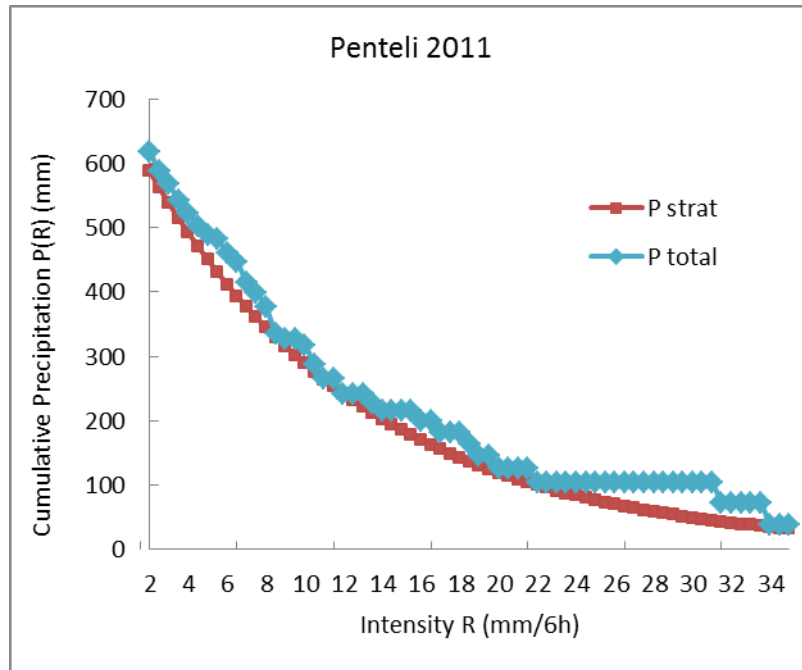
Στην συνέχεια γίνεται η επιλογή της κλάσης της κατανομής, καθώς το διάστημα κλάσης του άξονα των εντάσεων $R(t)$ θα επηρεάσει την τελική μορφή της κατανομής. Όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.3, επιδιώχθηκε η δημιουργία ενδεικτικών κατανομών για συγκεκριμένα διαστήματα (class intervals: 0.5, 1, 3, 5 mm/6h) έτσι ώστε η τελική μορφή να μην είναι τόσο ομαλή που να χάνεται η πληροφορία του convective, και παράλληλα να μην παρατηρούνται αδικαιολόγητες ανωμαλίες που να παραποιούν την αντίστοιχη ποσότητα. Από την άλλη, η καμπύλη οφείλει να είναι αρκετά ομαλή, ώστε εύκολα να μπορεί να προσαρμοστεί εκθετική κατανομή (Ruiz-Leo A.M., et al., 2011).

Με γνώμονα την ικανοποίηση της παραπάνω συνθήκης επελέγη το διάστημα του 0.5 mm/6h για την κατανομή της αθροιστικής βροχόπτωσης.



Σχήμα 4.3 Ενδεικτικές κατανομές της αθροιστικής βροχόπτωσης για διάφορα διαστήματα κλάσεων (0.5, 1, 3, 5 mm/6h), σταθμός Ζωγράφου, 2009.

Για την εύρεση της βέλτιστης εκθετικής κατανομής αναπτύχθηκε αλγόριθμος εύρεσης της συνάρτησης κατανομής που θα βρίσκεται πάντα κάτω ή το πολύ ακριβώς πάνω στην πραγματική βροχοπτώση και παράλληλα θα βρίσκεται και στην ελάχιστη απόσταση από την πραγματική. Ενδεικτικό παράδειγμα παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.4.



Σχήμα 4.4 Εύρεση βέλτιστης εκθετικής κατανομής

Η κατανομή του Σχήματος 4.4 αποτελεί ένα παράδειγμα εκθετικής προσαρμογής για ένα σταθμό και ένα έτος. Αντίστοιχα, δημιουργήθηκαν οι αντίστοιχες μορφές για τα υπόλοιπα έτη καθώς και για τους άλλους 11 σταθμούς (αναλυτικά στο Παράρτημα 2).

Ως προς τη διαδικασία που ακολουθήθηκε, αρχικά δημιουργήθηκαν τα ζεύγη τιμών $(P(R), R)$ για R μεταξύ των $0 - R_{max}$, με χρονικό βήμα 0.5 mm/6h . Στη συνέχεια, ορίστηκε μια εξίσωση της μορφής:

$$P_s(R) = A(t)e^{-B(t)R} \quad (4.1)$$

Όπου A, B οι παράμετροι του μοντέλου.

Με στόχο:

- $P_t \geq P_s$ για κάθε R
- $(P_t - P_s) \rightarrow \text{minimum}$

Στη συνέχεια, ορίστηκαν τα όρια τιμών για τις παραμέτρους A,B και η επίλυση προέκυψε με τη βοήθεια εξελικτικών αλγορίθμων, όπου οι αρχικές συνθήκες δεν επηρεάζουν το βελτιστοποιημένο αποτέλεσμα.

Στον Πίνακα 4.2 παρουσιάζονται οι τιμές των A,B για κάθε σταθμό και κάθε έτος

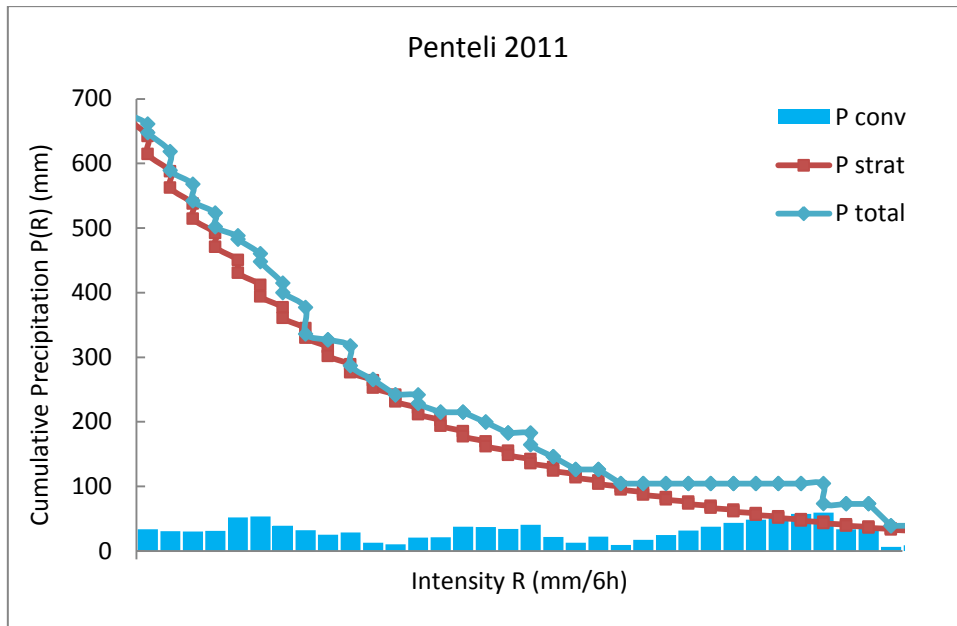
Πίνακας 4.2 Τιμές παραμέτρων A,B για κάθε σταθμό ανά έτος και μέσες τιμές.

Υ/Par		Zografou	Spata Airport	Psytalia	Pikermi	Penteli	Menidi	Mandra	Ilioupoli	Galatsi	Athens-Gazi	Ano Liosia	Agios Kosmas
2009	A	683.00	564.40	344.42	515.36	572.30	560.22	428.68	325.45	479.82	746.73	536.13	377.34
	B	0.10	0.04	0.17	0.11	0.15	0.09	0.14	0.27	0.12	0.09	0.15	0.18
2010	A	303.73	519.81	234.88	400.85	401.73	426.90	277.24	337.77	250.82	497.30	336.14	275.51
	B	0.09	0.11	0.20	0.10	0.10	0.12	0.12	0.12	0.19	0.09	0.11	0.15
2011	A	457.56	521.65	306.38	500.13	701.78	577.12	630.39	453.36	323.57	565.67	600.81	403.24
	B	0.13	0.08	0.17	0.07	0.09	0.07	0.07	0.09	0.24	0.11	0.15	0.08
2012	A	557.73	539.72	310.25	480.69	753.53	534.93	685.31	474.80	433.78	631.20	500.00	395.08
	B	0.06	0.09	0.16	0.10	0.06	0.08	0.10	0.13	0.08	0.07	0.08	0.13
mean	A	500.51	536.40	298.98	474.26	607.34	524.79	505.41	397.84	372.00	610.22	493.27	362.79
	B	0.10	0.08	0.17	0.10	0.10	0.09	0.11	0.15	0.16	0.09	0.12	0.13

Τα αποτελέσματα για τα A,B δείχνουν ότι υπάρχει σημαντική διακύμανση στην παράμετρο A ανά έτος, και μικρότερη στην B. Προσπαθώντας να περιγράψουμε το καθεστώς Stratiform ενιαία για την Αττική, η εκθετική συνάρτηση που το αντιπροσωπεύει θα είναι της μορφής:

$$P_s(R) = 473.65 e^{-0.12R} \quad (4.2)$$

Ακολούθως, υπολογίστηκαν οι βροχοπτώσεις που αντιστοιχούν σε καθεστώς Convective, όπου - όπως περιγράφηκε στην § 3.3.2 - εκπροσωπείται από τις ανωμαλίες / αποκλίσεις μεταξύ της πραγματικής και της εκθετικής κατανομής. Το ιστόγραμμα του Σχήματος 4.5 αντιπροσωπεύει την P_{conv} .



Σχήμα 4.5 Υπολογισμός βροχόπτωσης μεταγωγικού καθεστώτος (γαλάζιο ιστόγραμμα).

Στο Παράρτημα II βρίσκονται αναλυτικά τα αποτελέσματα.

4.3 Δεύτερος αλγόριθμος: προσδιορισμός R_c

Στην παρούσα ενότητα εφαρμόζεται ένα κριτήριο για τον καθορισμό της κρίσιμης έντασης βροχόπτωσης R_c όπου σύμφωνα με τον Tremblay (2005) το βέλτιστο R_c διαχωρίζει δύο περιοχές στην κατανομή, την περιοχή στα αριστερά της κρίσιμης τιμής, όπου το στρωματόμορφο καθεστώς / stratiform regime υπερβαίνει το ποσό του μεταγωγικού / convective ($P_s > P_c$) και την περιοχή στα δεξιά του κατωφλιού R_c , όπου το μεταγωγικό καθεστώς είναι κυρίαρχο ($P_s < P_c$).

Ο αλγόριθμος που αναπτύχθηκε προκειμένου να προσδιοριστεί το κρίσιμο όριο ως η τιμή έντασης βροχόπτωσης για την οποία ισχύει η ακόλουθη συνθήκη:

Το εξήντα τοις εκατό της συνολικής βροχόπτωσης εκπροσωπείται από τη συνεισφορά της μεταγωγικής συνιστώσας. Αυτή η συνθήκη καθορίστηκε σύμφωνα με τρία κύρια σημεία:

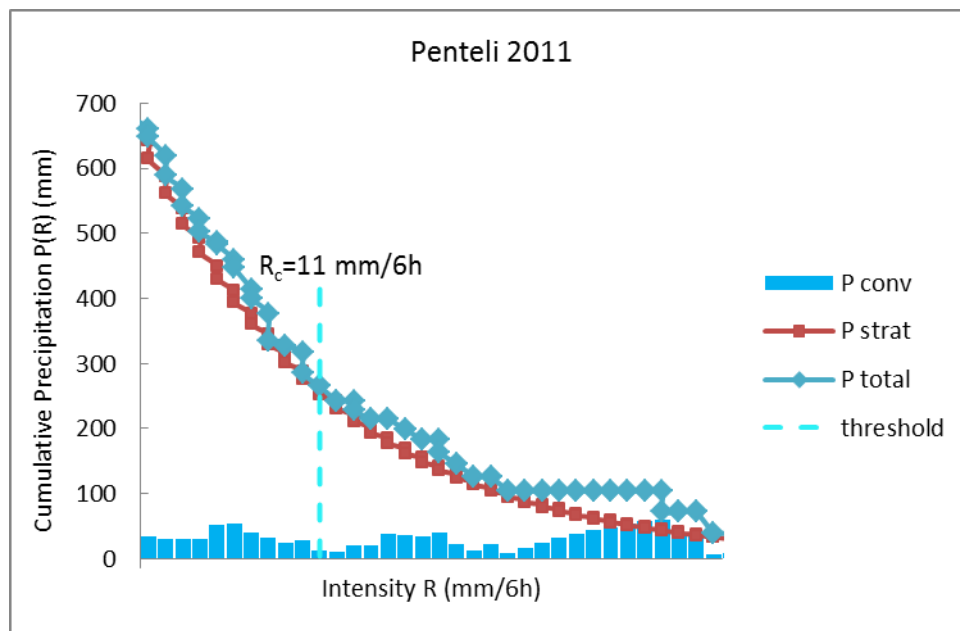
Πρώτος ο Houze (1993) διαπίστωσε ότι η P_c εξηγεί περίπου το 60 % του συνολικού ποσού κατακρήμνισης για τα MCS και στη συνέχεια οι Johnson & Hamilton (1988) εκτίμησαν ότι το

$R_{critical}$ κυμαίνεται μεταξύ του 60% - 70 %, μελετώντας μια σειρά καταιγίδων σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη - αντίστοιχα της παρούσας περιοχής μελέτης.

Οι Ruiz-Leo A.M., et al. (2011) χρησιμοποίησαν τη συγκεκριμένη συνθήκη για την αντίστοιχη ταξινόμηση στην περιοχή της ανατολικής Ισπανίας και το αποτέλεσμα αξιολογήθηκε επιτυχημένο.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον δόθηκε στην αποφυγή της υπο-εκτίμησης της παραμέτρου. Καθώς το P_c θα μπορούσε να είναι ελαφρώς μεγαλύτερο του P_s για ένα συγκεκριμένο R , και μικρότερο για ένα ευρύ φάσμα εντάσεων για μεγαλύτερες τιμές του R . Εάν αυτή η συνθήκη είναι αποδεκτή για την κρίσιμη ένταση, τότε οι εντάσεις που περιλαμβάνονται κατά μήκος των τιμών του R , όπου το P_c είναι μικρότερο του P_s , θα συμπεριληφθούν στο επικρατές μεταγωγικό καθεστώς, παρά το γεγονός ότι παρουσιάζουν στρωματόμορφα χαρακτηριστικά. Αυτή η κατάσταση αποφεύγεται εφαρμόζοντας το κριτήριο του 60%.

Στο Σχήμα 4.6 παρουσιάζεται το κατώφλι για το σταθμό της Πεντέλης (2011), όπως υπολογίστηκε σύμφωνα με το κριτήριο.



Σχήμα 4.6 Η κρίσιμη ένταση βροχόπτωσης για την Πεντέλη (2011).

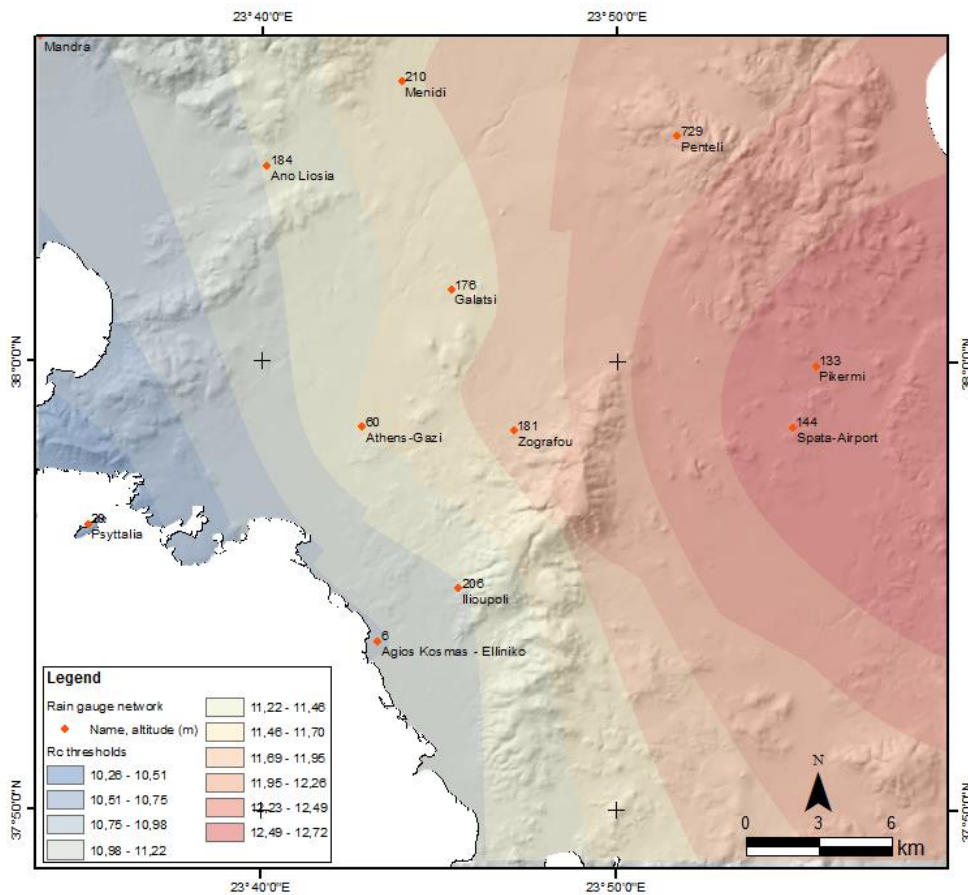
Στον Πίνακα 4.3 παρουσιάζονται οι κρίσιμες εντάσεις όπως υπολογίστηκαν για κάθε σταθμό ανά έτος, καθώς και μία μέση τιμή για κάθε σταθμό.

Πίνακας 4.3 Κρίσιμη ένταση R_c για κάθε σταθμό

	Zografou	Spata Airport	Psytalia	Pikermi	Penteli	Menidi	Mandra	Ilioupoli	Galatsi	Athens-Gazi	Ano Liosia	Agios Kosmas
P(R) max, 2009	649.4	752.856	316.95	487.5	532.25	535.75	399	284.45	451.4	712.978	498.05	345.4
P'(criterion 60%)	389.64	451.7136	190.17	292.5	319.35	321.45	239.4	170.67	270.84	427.7868	298.83	207.24
P max - P'	259.76	301.1424	126.78	195	212.9	214.3	159.6	113.78	180.56	285.1912	199.22	138.16
Threshold R_c	11.25	14.5	9.75	10	9.75	12.25	8.25	6.25	9.75	18.25	12.25	8.4
P(R) max, 2010	290.3	492.252	212.65	380.45	417.7	402.3	291.05	318.45	228.3	475.742	342.65	255.5
P'(criterion 60%)	174.18	295.3512	127.59	228.27	250.62	241.38	174.63	191.07	136.98	285.4452	205.59	153.3
P max - P'	116.12	196.9008	85.06	152.18	167.08	160.92	116.42	127.38	91.32	190.2968	137.06	102.2
Threshold R_c	13	14.5	7.25	11.25	9.75	12.4	8.75	12.75	9.25	13.25	9.25	9.75
P(R) max, 2011	428.3	533.908	282.15	514	678.4	591.5	708.4	450.1	287.65	535.432	556.46	422.05
P'(criterion 60%)	256.98	320.3448	169.29	308.4	407.04	354.9	425.04	270.06	172.59	321.2592	333.876	253.23
P max - P'	171.32	213.5632	112.86	205.6	271.36	236.6	283.36	180.04	115.06	214.1728	222.584	168.82
Threshold R_c	10.75	13.25	7.25	17	10.75	13.75	11.75	10.25	8.25	10.25	11.25	11.4
P(R) max, 2012	593.5	516.128	288.2	469	765.95	544.5	652.15	447.85	454.1	609.092	547.9	369.7
P'(criterion 60%)	356.1	309.6768	172.92	281.4	459.57	326.7	391.29	268.71	272.46	365.4552	328.74	221.82
P max - P'	237.4	206.4512	115.28	187.6	306.38	217.8	260.86	179.14	181.64	243.6368	219.16	147.88
Threshold R_c	13.75	17	7	14.25	15	13.75	12.25	8.75	13.25	16.5	11	11.25
Mean Intensity (mm/6h)	12.19	14.81	7.81	13.13	11.31	13.04	10.25	9.50	10.13	14.56	10.94	10.20

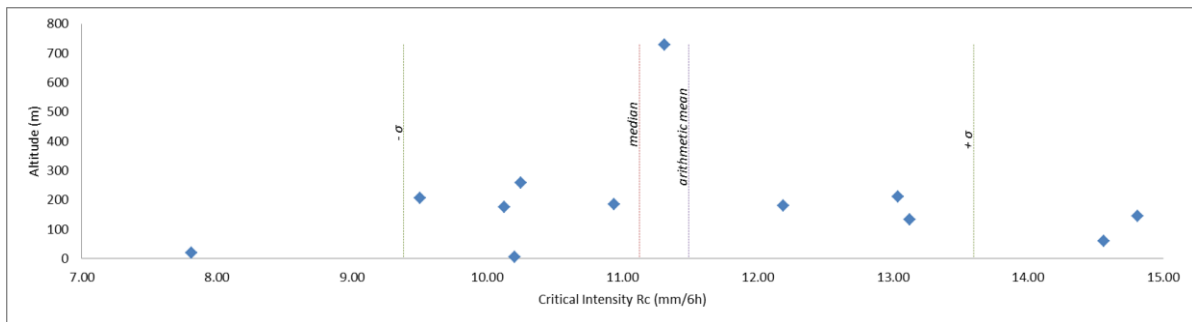
Παρατηρείται ότι για την Αττική η κρίσιμη ένταση R_c κυμαίνεται μεταξύ 7.81 - 14.81 mm/6h, με μέση τιμή τα 11.49 mm/6h (Σχήμα 4.8). Μόλις το 16.67 % των σταθμών εμφανίζουν $R_c < 10$ mm/6h, ενώ το 83.33 % των σταθμών αντιπροσωπεύονται από τιμές μεταξύ 10.1 - 14.81 mm/6h, με το 50 % εξ αυτών να βρίσκεται μεταξύ των τιμών 10.1 - 12 mm/6h. Με βάση τις επικρατούσες τιμές, εφαρμόστηκε χωρική παρεμβολή για την περιοχή της Αττικής που ορίζει το δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών, προκειμένου να δειχθεί η χωρική κατανομή των κατωφλιών.

Στο Σχήμα 4.7 απεικονίζεται η χωρική κατανομή του R_c , όπου είναι εμφανής η διαφοροποίηση μεταξύ ανατολικού και δυτικού τμήματος.



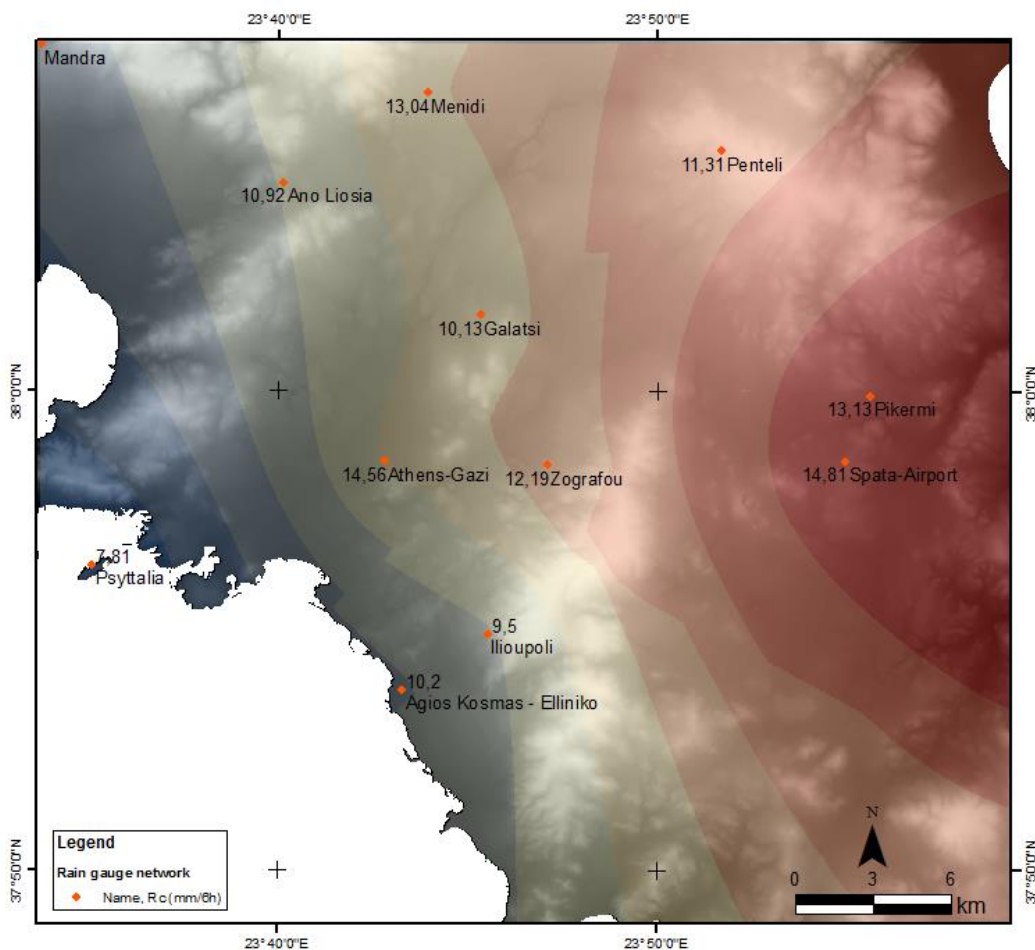
Σχήμα 4.7 Χωρική κατανομή της κρίσιμης έντασης βροχόπτωσης (στο υπόβαθρο το σκιασμένο ανάγλυφο της περιοχής).

Όπως καθίσταται ευκρινέστερο και στο γράφημα του Σχήματος 4.8, η τιμή της κρίσιμης έντασης είναι ανεξάρτητη του υψόμετρου του βροχομετρικού σταθμού.



Σχήμα 4.8 Κρίσιμη ένταση βροχόπτωσης ως προς το υψόμετρο του σταθμού.

Η αξιολόγηση της κατανομής της κρίσιμης έντασης στο χώρο, επιτυγχάνεται πιο άμεσα μέσω του χάρτη που περιλαμβάνει και το ανάγλυφο της περιοχής (Σχήμα 4.9).



Σχήμα 4.9 Κατανομή της κρίσιμης έντασης με τη μορφολογία και το υψόμετρο της περιοχής (στο υπόβαθρο το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους χωρικής ανάλυσης 50 m (Πηγή: ETYMI)).

Η περιοχή των υψηλότερων κατωφλιών (~12 mm/6h) στα δυτικά, οριοθετείται γενικά από την ορεινή ζώνη Πεντέλης - Υμηττού, με τον δεύτερο να επηρεάζει περισσότερο τη συγκεκριμένη κατανομή. Η εν λόγω ζώνη περιλαμβάνει την ανατολική Πεντέλη, Τα Μεσόγεια και τις ανατολικές παρυφές του Υμηττού. Αντιθέτως, διακρίνεται μια δεύτερη περιοχή που περιλαμβάνει τις χαμηλότερες εντάσεις στα δυτικά κυρίως της Πάρνηθας και του Υμηττού και στο Θριάσιο πεδίο. Η τρίτη και κεντρική ζώνη φιλοξενεί τους περισσότερους βροχομετρικούς σταθμούς του δικτύου και οι εντάσεις κυμαίνονται κατά κανόνα γύρω από τη μέση τιμή.

5.1 Επαλήθευση με τα δεδομένα ηλεκτρικών εκκενώσεων

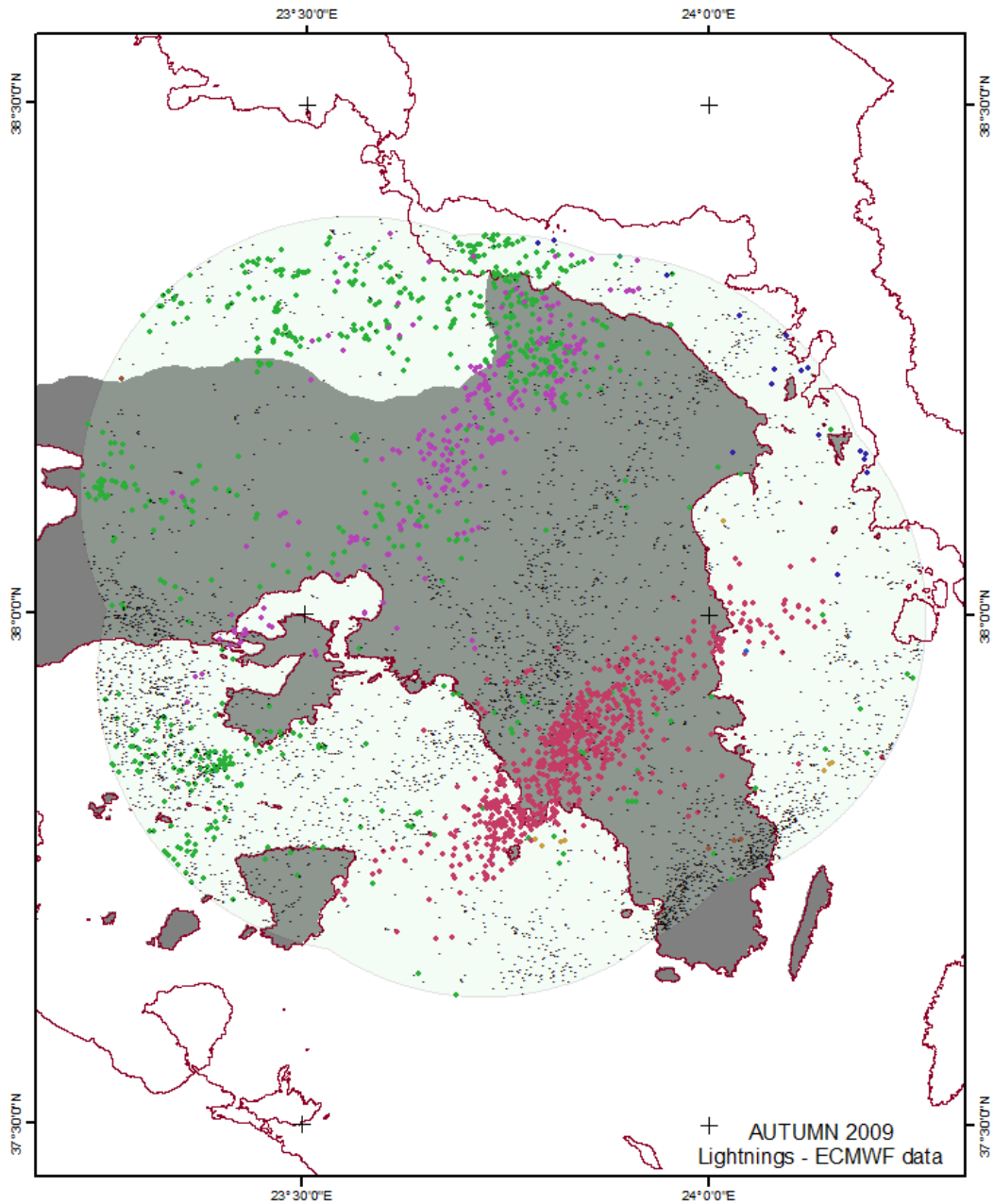
Στην παράγραφο 2.2.4, όπου περιγράφονται αναλυτικά τα χαρακτηριστικά των καταιγίδων, σημειώνεται ότι μεταξύ άλλων οι ηλεκτρικές εκκενώσεις (*lightnings*) αποτελούν χαρακτηριστικό των ισχυρών καταιγίδων (*convective precipitation*). Ακόμα, στην παράγραφο 3.3 αναφέρεται ότι οι *Rivas-Soriano and De Pablo (2003)* και οι *Correoso et al. (2006)* σημείωσαν για τις ανατολικές ακτές της Ισπανίας πως συχνά βρίσκονται κάτω από μέσης κλίμακας διεργασίες που συνδέονται με φαινόμενα έντονης βροχόπτωσης τύπου *convective* και ηλεκτρικές εκκενώσεις, φαινόμενα που χαρακτηρίζουν και τον καιρό της Αττικής.

Με δεδομένη λοιπόν την άμεση συσχέτιση των δύο φαινομένων, χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα ηλεκτρικών εκκενώσεων που παρέχονται από το Δίκτυο Ανίχνευσης Ηλεκτρικών Εκκενώσεων της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας για την αντίστοιχη χρονική περίοδο 2009 - 2012.

Τα συγκεκριμένα δεδομένα αντιπροσωπεύουν τη βάση των καταγεγραμμένων ηλεκτρικών εκκενώσεων ανά έτος για όλη την επικράτεια, ενώ περιλαμβάνουν τις συντεταγμένες και την ώρα εκδήλωσης του φαινομένου. Για την απομόνωση των δεδομένων που αντιστοιχούν στην περιοχή ενδιαφέροντος δημιουργήθηκε μια ζώνη επιρροής σε ακτίνα 30 km γύρω από κάθε μετεωρολογικό σταθμό του δικτύου - όπως παρουσιάζεται ενδεικτικά στο Σχήμα 5.1 - για την οποία και διερευνήθηκε η εκδήλωση ή μη ηλεκτρικής εκκένωσης για κάθε επεισόδιο τύπου *convective*.

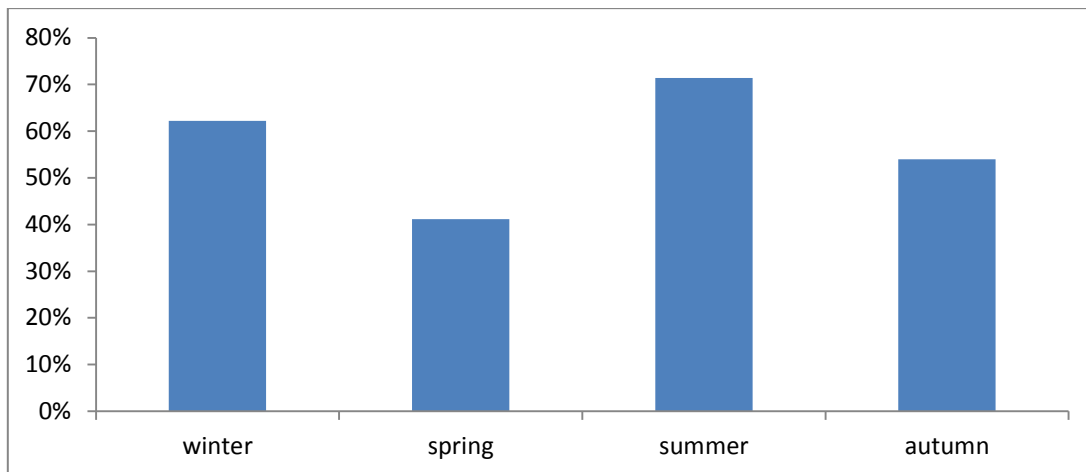
Στο Σχήμα 5.1 παρουσιάζονται με διαφορετικό χρώμα για κάθε μέρα οι κύριες ηλεκτρικές εκκενώσεις που σημειώθηκαν το φθινόπωρο του 2009 γύρω από την περιοχή μελέτης. Οι μαύρες κουκίδες αντιπροσωπεύουν μικρότερα και πιο τοπικά γεγονότα, ενώ το γαλάζιο πολύγωνο αντιστοιχεί στη ζώνη επιρροής (30 km γύρω από κάθε σταθμό).

Στο Παράρτημα III περιλαμβάνονται οι αντίστοιχοι χάρτες για όλη την περίοδο μελέτης.



Σχήμα 5.1 Οι ηλεκτρικές εκκενώσεις περιόδου φθινοπώρου 2009 στην Αττική.

Εξετάζοντας συνολικά 211 επεισόδια για την τετραετία, τα αποτελέσματα συνοψίζονται στο Σχήμα 5.2.



Σχήμα 5.2 Ποσοστό επαλήθευσης της κρίσιμης έντασης για τα μεταγωγικά καθεστώτα με βάση τα δεδομένα ηλεκτρικών εκκενώσεων.

Όπως φαίνεται από το ιστόγραμμα, το μοντέλο σε σύγκριση με τα δεδομένα ηλεκτρικών εκκενώσεων είναι πιο αξιόπιστο για τη χειμερινή και εαρινή περίοδο. Η διακύμανση αυτή ενδέχεται να οφείλεται στο γεγονός ότι οι έντονες βροχοπτώσεις μπορούν να εκδηλωθούν και χωρίς την συνύπαρξη ηλεκτρικών εκκενώσεων, οδηγώντας σε χαμηλότερα ποσοστά επαλήθευσης. Επιπρόσθετα πρέπει να ληφθεί υπόψη το μικρό στατιστικό δείγμα των ηλεκτρικών εκκενώσεων κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου σε σχέση με την ψυχρή περίοδο του έτους, εξαιτίας του γεγονότος ότι τα δεδομένα ανίχνευσης ηλεκτρικών εκκενώσεων ήταν ελλιπή ως προς ορισμένες ημερομηνίες, κι έτσι δεν ήταν δυνατό να πιστοποιήσουν όλα τα γεγονότα με βάση τον αλγόριθμο που αναπτύχθηκε.

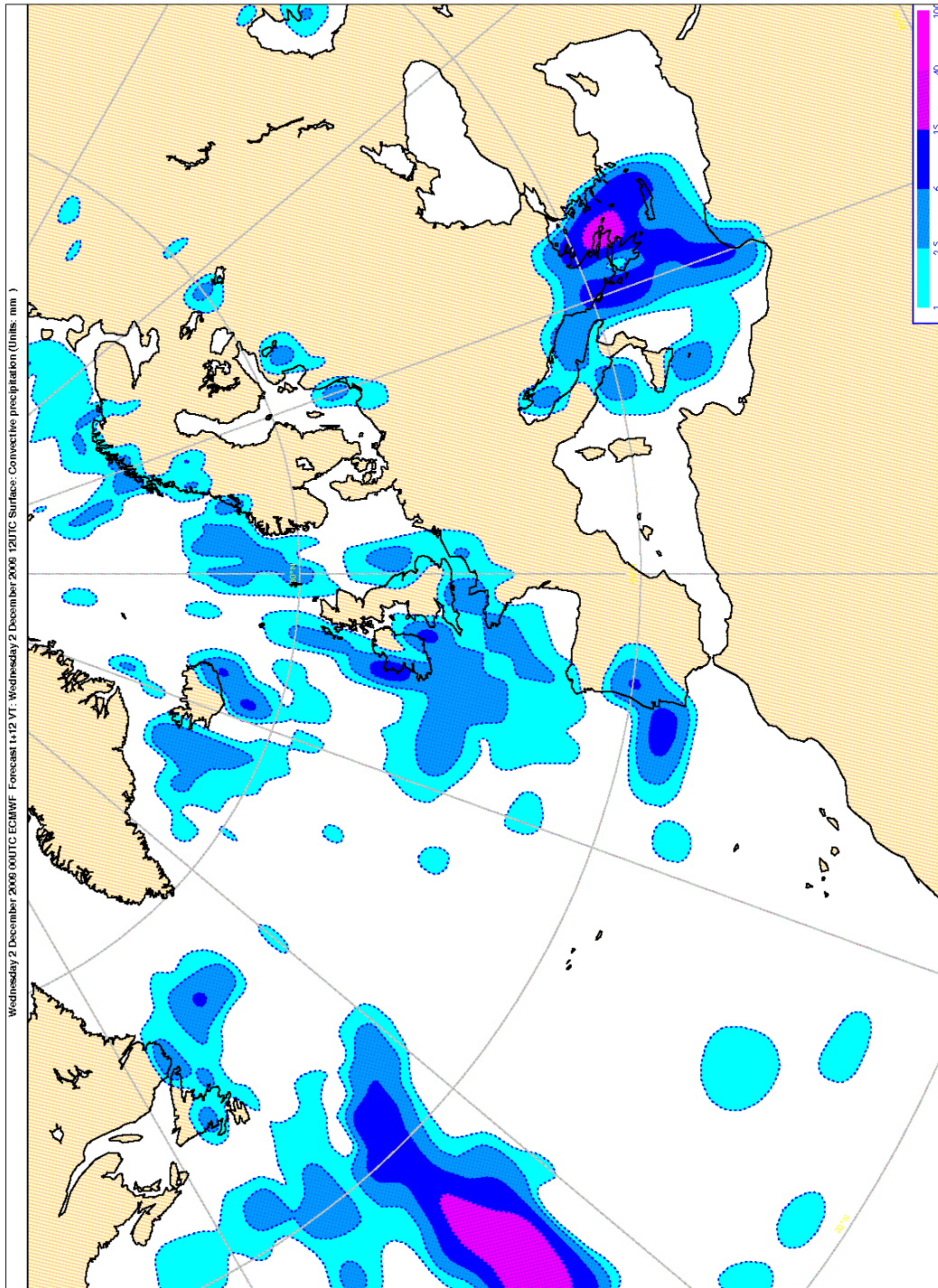
Για το λόγο αυτό κρίθηκε σκόπιμο να διερευνηθεί περαιτέρω η επαλήθευση, με προγνωστικά αποτελέσματα του Ευρωπαϊκού μοντέλου ECMWF.

5.2 Επαλήθευση με τα δεδομένα του ECMWF

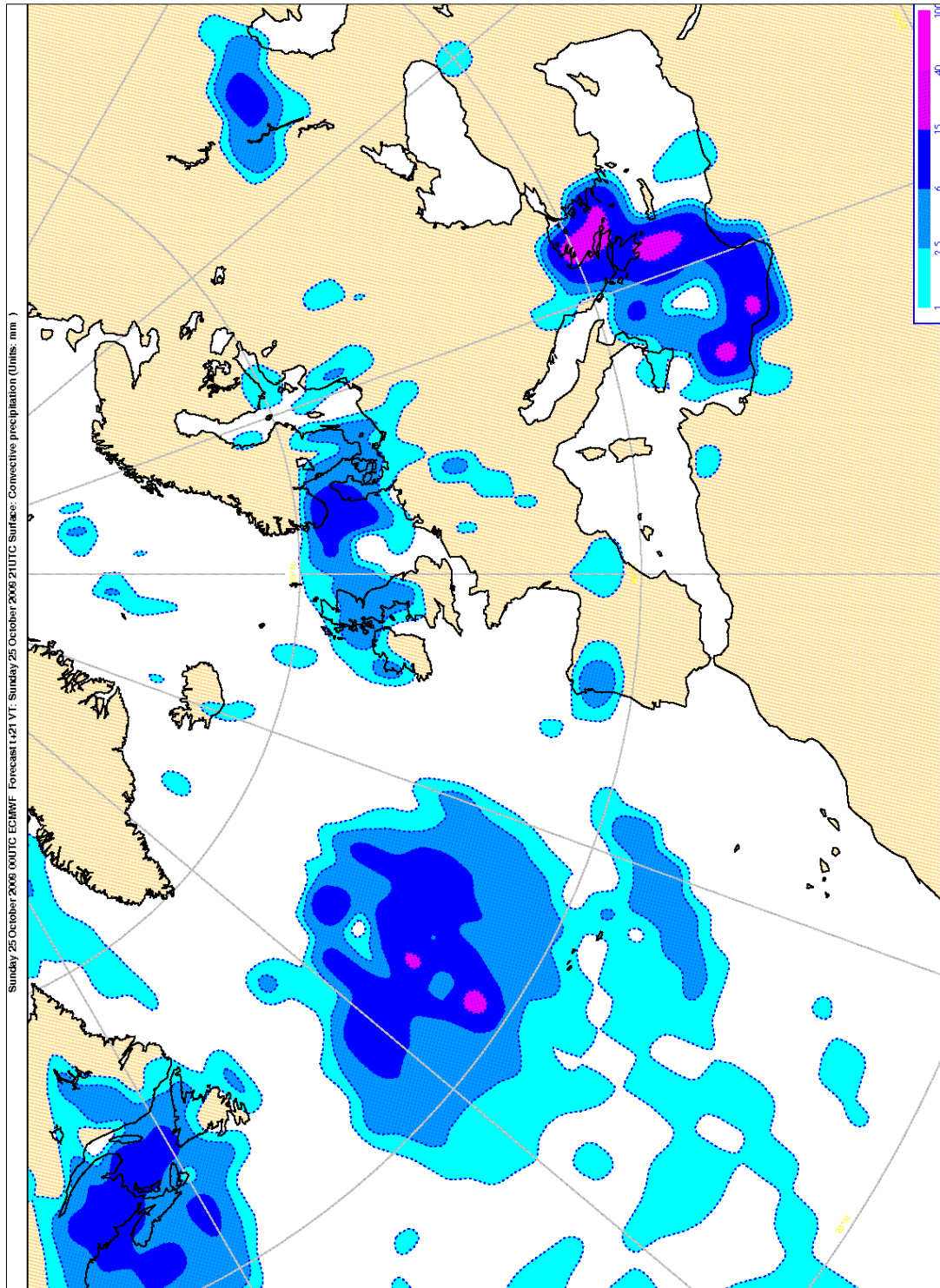
Σε αυτήν την υποενότητα παρουσιάζουμε τη μεθοδολογία και τα αποτελέσματα της στατιστικής επαλήθευσης του αλγόριθμου με επιχειρησιακά δεδομένα προγνωστικού αριθμητικού μοντέλου καιρού. Η μεθοδολογία που ακολουθήσαμε βασίζεται στην σύγκριση και ταύτιση των αποτελεσμάτων του αλγόριθμου και των προγνωστικών δεδομένων ενός αριθμητικού μοντέλου καιρού με κύριο προϊόν τον νετό προερχόμενο από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης.

Ως δεδομένα υετού χρησιμοποιήσαμε τα προγνωστικά στοιχεία από το επιχειρησιακό αριθμητικό μοντέλου καιρού του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμης Πρόγνωσης Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF). Τα δεδομένα είχαν ως αρχικές συνθήκες τις 00:00UTC και ήταν διαθέσιμα με χρονικό βήμα 3 ωρών, από τις 03:00 UTC έως τις 21:00 UTC για κάθε ημέρα που ο αλγόριθμος υποδήλωνε την ύπαρξη υετού από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Συνεπώς η χωρική αποτύπωση υετού έστω και μια φορά κατά τη διάρκεια του 24ωρου επαλήθευε το αποτέλεσμα του αλγόριθμου για εκείνη την ημέρα, ενώ σε διαφορετική περίπτωση αποτύπωνε την αστοχία του.

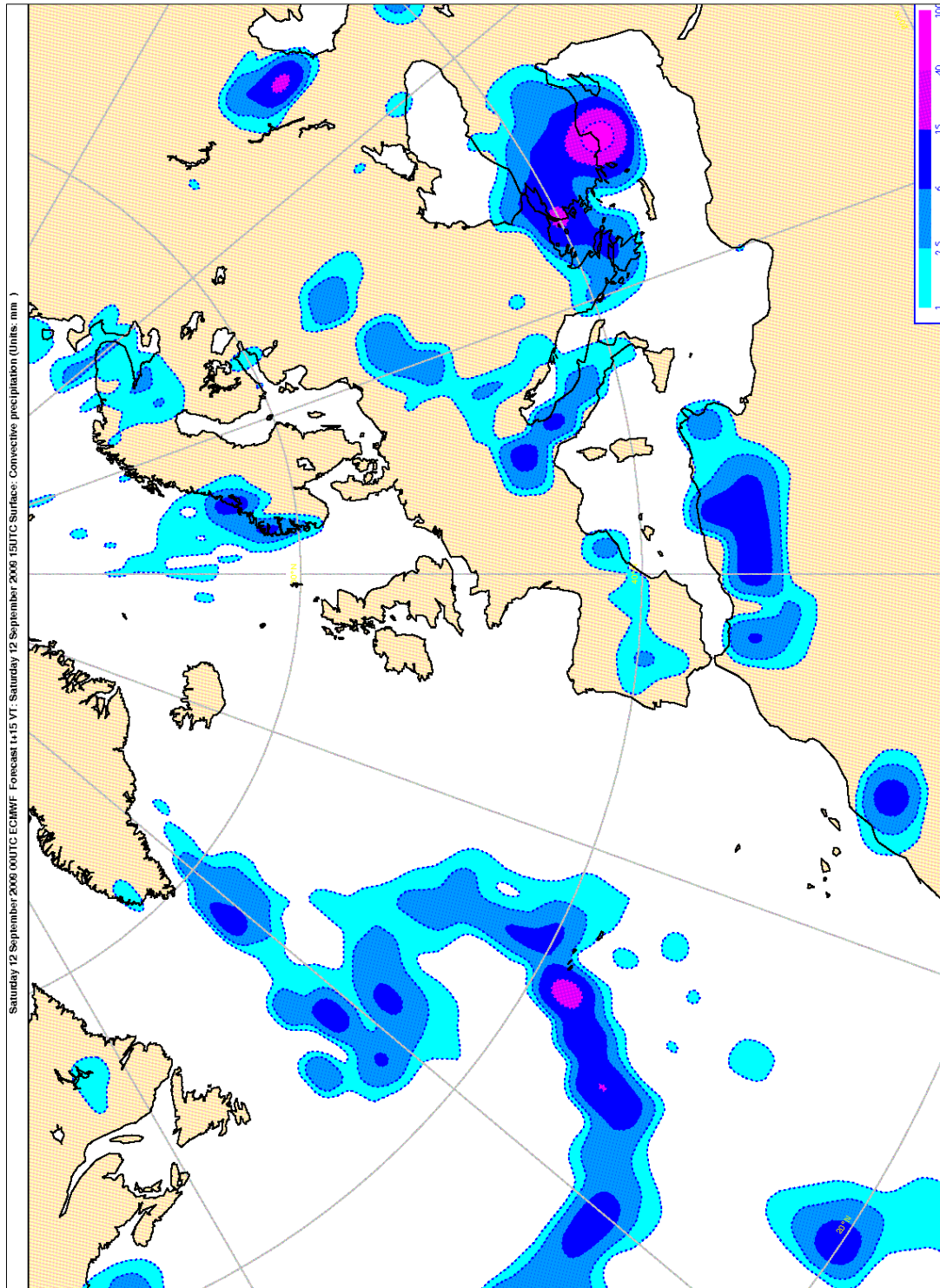
Η χωρική ανάλυση του μοντέλου ήταν 16 km για τα γεγονότα μετά τις 26 Ιανουαρίου 2010, ενώ για προγενέστερα γεγονότα η χωρική ανάλυση ήταν 25 km. Τα δεδομένα μέσω της εργαλειοθήκης *Multidimension Tools*, εισήχθησαν στο λογισμικό ArcGIS και ακολούθως προχωρήσαμε στην οπτικοποίηση του υετού. Ενδεικτικά παραδείγματα αποτυπώνονται στα Σχήματα 5.3, 5.4, 5.5.



Σχήμα 5.3 Πρόγνωση ECMWF μεταγωγικής κατακρήμνισης cp για τις 02/12/2009



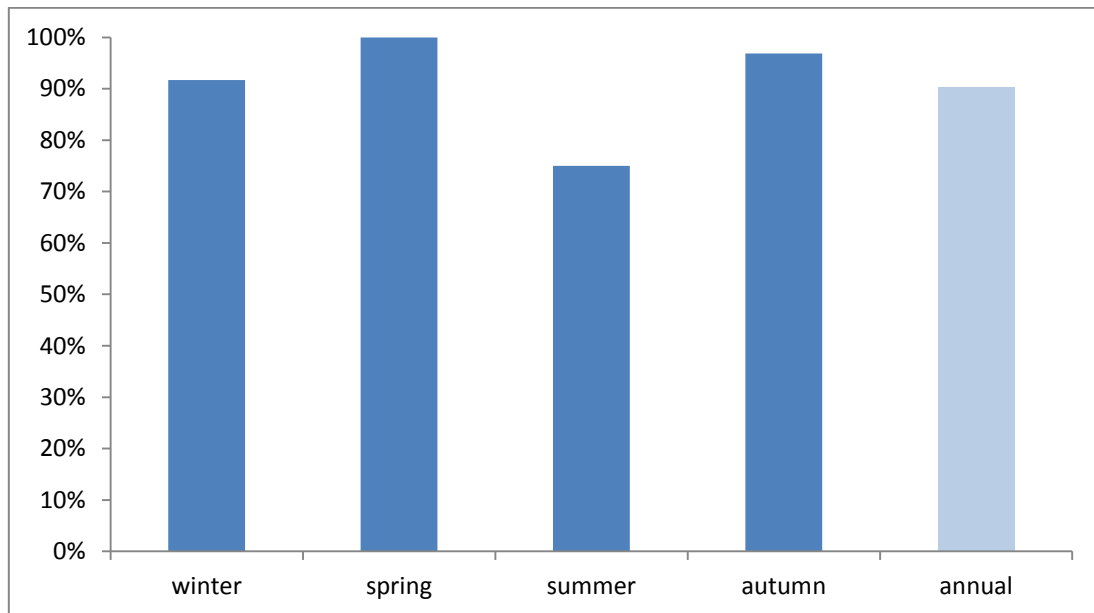
Σχήμα 5.3 Πρόγνωση ECMWF μεταγωγικής κατακρήμνισης *cp* για τις 25/10/2009



Σχήμα 5.3 Πρόγνωση ECMWF μεταγωγικής κατακρήμνισης cp για τις 12/09/2009

Αυτό που διακρίνεται και στους τρεις χάρτες είναι ένας «πυρήνας» έντονης βροχόπτωσης στην περιοχή της Αττικής, που στα Σχήματα 5.3-5.4 κυμαίνεται μεταξύ 15-40 mm (μωβ κλάση), ενώ στο Σχήμα 5.5 είναι ηπιότερο (6-15 mm, μπλε).

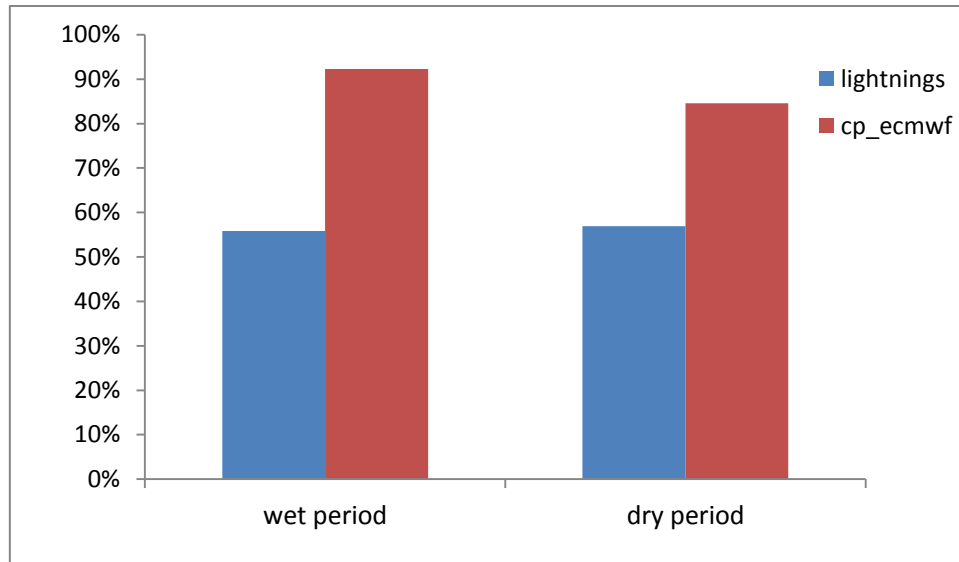
Συνολικά, με βάση τα δεδομένα πρόγνωσης cr του ECMWF το μοντέλο επαληθεύεται σε ποσοστό 90 %. Αναλυτικά τα ποσοστά επιτυχίας για κάθε εποχή παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.4.



Σχήμα 5.4 Ποσοστό επαλήθευσης της κρίσιμης έντασης για τα μεταγωγικά καθεστώτα με βάση τα δεδομένα πρόγνωσης cr του ECMWF.

5.3 Συνολική αποτίμηση

Με σκοπό τη συνολική αποτίμηση της εγκυρότητας του αλγορίθμου διαχωρισμού της βροχόπτωσης κατασκευάστηκε το γράφημα του Σχήματος 5.5, όπου παρουσιάζει το ποσοστό επιτυχίας για τα δύο εξάμηνα του έτους με βάση τις μεθόδους που αναλύθηκαν προηγουμένως.



Σχήμα 5.5 Συγκριτική απεικόνιση της επαλήθευσης με βάση τις δύο μεθόδους

Είναι φανερό ότι η εγκυρότητα του μοντέλου πιστοποιείται σε σημαντικό βαθμό από τα δεδομένα πρόγνωσης του ECMWF, όπου τόσο για την υγρή περίοδο (Οκτώβριος - Μάρτιος) όσο και για την ξηρή (Απρίλιος - Σεπτέμβριος), τα ποσοστά κυμαίνονται κοντά στο 90 %.

Με άλλα λόγια, το γεγονός αυτό δείχνει ότι θα μπορεί να θεωρηθεί αρκετά ασφαλής η εκτίμηση για εκδήλωση μεταγωγικής κατακρήμνισης χρησιμοποιώντας τα συγκεκριμένα κατώφλια, σε σύγκριση με τα προγνωστικά δεδομένα του Ευρωπαϊκού μοντέλου ECMWF που αξιοποιούνται για την πρόγνωση.

Από την άλλη πλευρά, τα δεδομένα παρατηρημένων ηλεκτρικών εκκενώσεων δεν οδηγούν σε παρόμοια αποτελέσματα (56 % επιτυχία). Η αιτία που συμβαίνει αυτό, όπως περιγράφεται αναλυτικότερα στην § 5.1, είναι πως τα ορισμένα μεταγωγικά συστήματα ηπιότερης μορφής ενδέχεται να μη συνοδεύονται από ηλεκτρικές εκκενώσεις. Ωστόσο και με βάση αυτή τη μεθοδολογία, ο αλγόριθμος διαχωρισμού κρίνεται ικανοποιητικός. Σε αυτό το σημείο

υπενθυμίζεται πως τα δεδομένα ανίχνευσης ηλεκτρικών εκκενώσεων ήταν ελλιπή ως προς ορισμένες ημερομηνίες, κι έτσι δεν ήταν δυνατό να πιστοποιήσουν όλα τα γεγονότα convective με βάση τον αλγόριθμο που αναπτύχθηκε.

6 Συμπεράσματα – Σύνοψη και Μελλοντική έρευνα

Στα πλαίσια της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας επιχειρήθηκε μια ολοκληρωμένη βιβλιογραφική επισκόπηση των φυσικών και μετεωρολογικών χαρακτηριστικών και εννοιών που σχετίζονται με την κατακρήμνιση. Συγκεκριμένα αναλύθηκαν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες, ο σχηματισμός των νεφών και τα χαρακτηριστικά των αερίων μαζών που συνδέονται με το φαινόμενο της κατακρήμνισης. Ακόμα, αναλύθηκαν τα στάδια εξέλιξης μιας καταιγίδας, η ταξινόμηση και ο χρονικός ορίζοντας που διαρκούν.

Το αντικείμενο μελέτης της εργασίας ήταν η εφαρμογή μεθοδολογίας διαχωρισμού των καταιγίδων αέριας μάζας με την ανάπτυξη αλγορίθμου, στις δύο μεγάλες κατηγορίες · εκείνες που συνδέονται με καθεστώς οριζόντιας ανάπτυξης (τύπου stratiform, στρωματόμορφο) και εκείνες που συνδέονται με καθεστώς κατακόρυφης ανάπτυξης (τύπου convective, μεταγωγικό). Τέλος, πραγματοποιήθηκε σύγκριση της μεθόδου με τα δεδομένα ηλεκτρικών εκκενώσεων και με τα προγνωστικά αποτελέσματα του ECMWF για τα επεισόδια βροχής της περιόδου αναφοράς.

Τα κύρια συμπεράσματα της εργασίας συνοψίζονται στα εξής:

- Η αθροιστική βροχόπτωση της Αττικής ως προς την ένταση στο εξάωρο μπορεί να περιγραφεί ικανοποιητικά από έναν εκθετικό νόμο της μορφής $P(R)=A(t)e^{-B(t)R}$ που αντιπροσωπεύει το στρωματόμορφο καθεστώς, ενώ οι παρατηρούμενες ανωμαλίες ως προς αυτόν περιγράφουν το μεταγωγικό καθεστώς.
- Η εφαρμογή του πρώτου αλγορίθμου βελτιστοποιεί την παραπάνω συνθήκη, δίδοντας εκείνη την εκθετική κατανομή που θα ελαχιστοποιεί τις ανωμαλίες, ενώ θα βρίσκεται πάντα κάτω από τις παρατηρημένες τιμές, προκειμένου να μπορεί να περιγράψει πλήρως το φαινόμενο.
- Οι δύο τύποι καταιγίδας γενικά μπορούν να συνυπάρχουν για ένα ευρύ φάσμα εντάσεων R (mm/6h), όπως μαρτυρούν και οι ανωμαλίες κατά μήκος της εκθετικής μορφής, ωστόσο υπάρχει μια κρίσιμη τιμή της έντασης R η οποία διαχωρίζει την επικράτηση του ενός καθεστώτος έναντι του άλλου. Γενικά η οριζόντια ανάπτυξη κυριαρχεί στις μικρότερες εντάσεις, και αντίστοιχα η κατακόρυφη στις υψηλές.

- Η εφαρμογή το δεύτερου αλγορίθμου οδήγησε στην εύρεση του βέλτιστου R_c , δηλαδή εκείνης της έντασης βροχόπτωσης που διακρίνει τα δύο καθεστάτα.

Με βάση τη διεθνή βιβλιογραφία, εφαρμόστηκε το κριτήριο που ορίζει ότι η κρίσιμη ένταση βρίσκεται μεταξύ του 60 % και 70 % της παραπάνω κατανομής. Έτσι για την περίπτωση της Αττικής καλύτερα αποτελέσματα παρατηρούνται κοντά στο 60 %, με τις τιμές να κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 7.81 - 14.81 mm/6h. Ακόμα, από χωρικής άποψης παρουσιάζουν το χαρακτηριστικό ότι από τα δυτικά προς τα ανατολικά του νομού το κατώφλι αυξάνει.

Για την αξιολόγηση των παραπάνω συμπερασμάτων, εφαρμόστηκε το κατώφλι στα επεισόδια βροχής της τετραετίας που μελετήθηκε. Η σύγκριση πραγματοποιήθηκε με βάση τις παρατηρημένες ηλεκτρικές εκκενώσεις και τα προγνωστικά δεδομένα του Ευρωπαϊκού μοντέλου ECMWF.

Τα αντίστοιχα συμπεράσματα συνοψίζονται στα εξής:

- Μελετώντας κάθε επεισόδιο ως προς την ανίχνευση ή όχι ηλεκτρικών εκκενώσεων, περίπου κοινά μεταξύ θερμής και ψυχρής περιόδου. Τα ποσοστά επιτυχίας κυμαίνονται γύρω από το 57%. Το γεγονός αυτό πιθανά ερμηνεύεται και με τη φύση μεγάλου αριθμού εαρινών και θερινών μεταγωγικών συστημάτων μικρότερης έντασης, που δεν εκδηλώνονται ταυτόχρονα ηλεκτρικές εκκενώσεις.
- Η πρόγνωση του ECMWF επίσης για το δεύτερο εξάμηνο δίνει μεγαλύτερα ποσοστά επιτυχίας των τιμών που προτείνονται, ενώ γενικά σε επίπεδο έτους η επαλήθευση είναι της τάξης του 90.0 %.

Επιπλέον, με βάση τη συγκεκριμένη μεθοδολογία διαχωρισμού των καταγιδοφόρων συστημάτων της Αττικής, μπορούν να διατυπωθούν ορισμένες προτάσεις για μελλοντική έρευνα:

- Η συγκεκριμένη μεθοδολογία για την Αττική μπορεί να δώσει ακόμα καλύτερα αποτελέσματα με τη χρήση βροχομετρικών δεδομένων από ένα πιο πυκνό δίκτυο στα ανατολικά και δυτικά του νομού -για τα οποία και η συγκεκριμένη έρευνα ενδιαφέρει περισσότερο-, καθώς αυτό που παρατηρήθηκε στην παρούσα μελέτη όπου ο αριθμός

των σταθμών ήταν αρκετός εντός του Λεκανοπεδίου, το τελικό αποτέλεσμα αποδίδεται με μεγαλύτερη λεπτομέρεια.

- Προτείνεται ακόμα η εφαρμογή της παρούσας μεθοδολογίας σε ολόκληρη την Ελλάδα, με έμφαση στα μεγάλα αστικά κέντρα και σε αγροτικές περιοχές που επανειλημμένα επλήγησαν από έντονες βροχοπτώσεις και χαλαζοπτώσεις, με ενδεικτικό παράδειγμα την Τενάγη Φιλίππων. Η επιμέρους μελέτη κρίνεται σκόπιμη καθώς η χώρα παρουσιάζει σημαντική ανομοιογένεια ως προς το κλίμα, με μεταβολές ακόμα και σε κλίμακα δεκάδων χιλιομέτρων, κι ως εκ τούτου η προτεινόμενη κρίσιμη ένταση δε μπορεί να χαρακτηριστεί αντιπροσωπευτική για όλη την επικράτεια.
- Τέλος, η επαλήθευση μπορεί μελλοντικά να πραγματοποιηθεί με δεδομένα υψηλότερης χωρικής ανάλυσης όπως και με δεδομένα Radar.

Αγγλική

Alishouse, J. C., J. B. Snider, E. R. Westwater, C. T. Swift, C. S. Ruf, S. A. Snyder, J. Vongsathorn, and R. R. Ferraro, 1990: Determination of cloud liquid water content using SSM/I. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 28, 817–822.

AMS ,2012: American Meteorological Society Glossary of meteorology.

Anagnostou N. E., C. Kummerow, 1996: Stratiform and Convective Classification of Rainfall Using SSM/I 85-GHz Brightness Temperature Observations. *J. Atm. Oc. Techn.*, 14, 570-575.

Atkinson, B. W., 1971: Effect of an urban area on the precipitation from a moving thunderstorm, *J. Appl. Meteorol.*, 10(1), 47–55.

Bell, T. L., A. Abdullah, L. M. Russell, G. R. North, 1990: Sampling errors for satellite-derived tropical rainfall: Monte Carlo study using a space–time stochastic model. *J. Geophys. Res.*, 95, 2195–2205.

Bornstein, R., Q., Lin, 2000: Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three cases studies, *Atmos. Environ.*, 34, 507–516,.

Browning, K. A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms, *Meteor. Monogr.*, 38, 1-43.

Browning, K. A., F. H. Ludlam, 1962: Airflow in convective storms. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 88, 117-135.

Byers, H. R., 1965: *Elements of Cloud Physics*. University of Chicago Press, 191 pp.

Caniaux, G., J.-L. Redelsperger, J. P. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: General description and water heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2046–2074.

Churchill, D. D., R. A. Houze, 1984: Development and structure of winter monsoon cloud clusters on 10 December 1978. *J. Atmos. Sci.*, 41, 933–960.

Cicek, I., N., Turkoglu, 2005: Urban effects on precipitation in Ankara, *Atmosfera*, 18(3), 173–187.

Cotton, W. R., R. A. Anthes 1989: *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 880 pp.

Guo, X., Fu, D., J., Wang, 2006,: Mesoscale convective precipitation system modified by urbanization in Beijing City, *Atmos. Res.*, 82, 112–126.

Foote, G. B., 1985: Aspects of cumulonimbus classification relevant to the hail problem. *J. Rech. Atmos.*, 19, 61-74.

Greenwald, T. J., G. L. Stephens, T. H. Vonder Haar, and D. L. Jackson, 1993: A physical retrieval of cloud liquid water over the global oceans using Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) observations. *J. Geophys. Res.*, 98, 18 471–18 488.

Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Fourth Edition. Elsevier Academic Press.

Houze, R.A., 1993: *Cloud Dynamics*. Int. Geophysics Series, 53, Academic Press, p.573.

Houze, R.A., 1997: Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2179–2196.

Jauregui, E., E., Romales, 1996: Urban effects on convective precipitation in Mexico City, *Atmos. Environ.*, 30(20), 3383–3389.

Lin, J., B., Mapes, M., Zhang, M., Newman, 2004: Stratiform precipitation, vertical heating profiles, and the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 61, 296-309.

Liu, G., J. A. Curry, 1992: Retrieval of precipitation from satellite microwave measurement using both emission and scattering. *J. Geophys. Res.*, 97, 9959–9974.

Mapes, B.E., R.A., Houze, 1995: Diabatic divergence profiles in western Pacific mesoscale convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1807-1828.

Marwitz, J. D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. Part I-II: Supercell storms. *J. Appl. Meteor.*, 11, 166-179, 180-188.

Matsangouras, I.T., P.T., Nastos, , H.B., Bluestein, , M.V., Sioutas, 2014: A climatology of tornadic activity over Greece based on historical records, *Int. J. Climatol.*, 34(8), 2538-2555.

Michaelides, S., V. Levizzani, E. Anagnostou, P. Bauer, T. Kasparis, J.E., Lane, 2009: Precipitation: measurement, remote sensing, climatology and modeling, *Atmos. Res.*, 94, 512-533.

Miller, L. J., J. C. Fankhauser, 1983: Radar Echo Structure, Air Motion and Hail Formation in a Large Stationary Multicellular Thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2399–2418.

Munoz-Diaz, D., F.S., Rodrigo, 2006: Seasonal rainfall variations in Spain (1912-2000) and their links to atmospheric circulation. *Atmos. Res.*, 81, 94-110.

Musk, L. F., 1989: *Weather Systems*. Cambridge University Press, 160 pp.

Nastos, P.T., I.T., Matsangouras, , T.G., Chronis, 2014. Spatio-temporal analysis of lightning activity over Greece - Preliminary results derived from the recent state precision lightning network, *Atmos. Res.*, 144, 207-217.

Nastos, P.T., C.S., Zerefos, 2007: On extreme daily precipitation totals at Athens, Greece. *Adv. Geosci.*, 10, 59-66.

Philandras, C. M, D A Metaxas, P T Nastos, 1999: Climate variability and urbanization in Athens. *Theor. Appl. Climatol.*, 63(1-2), 65-72.

Ruiz-Leo A.M., E. Hernandez, S. Queralt, G. Maqueda, 2013: Convective and stratiform precipitation trends in the Spanish Mediterranean coast. *Atmos. Re.*, 119, 46-55.

Sene, K., (2013): Flash Floods. Forecasting and Warning. *Springer Netherlands*.

Silverman, B. A., L. K. Rogers, and D. Dahl, 1981: On the sampling variance of rain gauge networks. *J. Appl. Meteor.*, 20, 1468-1478.

Simpson, J., R. F. Adler, and G. R. North, 1988: A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, 278–295.

Steiner, M., R. A. Houze, and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, 34, 1978– 2007.

Steiner, M., J.A., Smith, 1998: Convective versus stratiform rainfall: an ice-microphysical and kinematic conceptual model. *Atmos. Res.*, 47-48, 317-326.

Tafferner, A., C. Forster, 2012: Weather Nowcasting and Short Term Forecasting, Atmospheric Physics, Research Topics in Aerospace.

Tremblay, A., 2005: The Stratiform and Convective Components of Surface Precipitation. *J. Atmos. Sci.*, 62, 1513-1528.

Tremblay, A., and A. Glazer, 2000: Improved modeling scheme for freezing precipitation forecast. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1289–1308.

Tremblay, A., A. Glazer, W. Szyrmer, G. Isaac, and I. Zawadzki, 1995: Forecasting of supercooled clouds. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2098– 2113.

Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. Pearson, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1205–1217.

Tao, W.-K., S. Lang, J. Simpson, and R. Adler, 1993: Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent heat release: Their applications for TRMM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 685–700.

Tao, W.-K., J. Simpson, C.-H. Sui, S. Lang, J. Scala, B. Ferrier, M.-D. Chou, and K. Pickering, 1993b: Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines: Comparisons and sensitivity to longwave radiation. *J. Atmos. Sci.*, 50, 673– 690.

Weisman, M. L., J. B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shear. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479-2498.

Yonetani, T., 1982: Increase in number of days with heavy precipitation in Tokyo urban area, *J. Appl. Meteorol.*, 21(10), 1466–1471.

Ελληνική

Βίγκλας, Π., 2007: Εισαγωγή στη Μετεωρολογία. Μια εκπαιδευτική προσέγγιση. Μέρος Α' Βασικές Έννοιες. Κέντρο περιβαλλοντικής Εκπαίδευσης Μακρυνίτσας, ΥΠΕΠΘ.

Ζαμπάκας, Ι., 1981: Γενική Κλιματολογία. Εκδ. Αθηνά Α.Ε.

Ζάνης, , 2014: Σημειώσεις Μετεωρολογίας, ΑΠΘ.

Κουτσογιάννης, Δ., 2012: Υδρομετεωρολογία, Θερμοδυναμική της ατμόσφαιρας. Σημειώσεις Υδρομετεωρολογίας, ΔΠΜΣ Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Τομέας Υδατικών Πόρων, ΕΜΠ.

Κουτσογιάννης, Δ., 2002: Κατακρημνίσεις. Σημειώσεις Υδρομετεωρολογίας, ΔΠΜΣ Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Τομέας Υδατικών Πόρων, ΕΜΠ.

Κουτσογιάννης, Δ., Θ. Ξανθόπουλος, 1999: Τεχνική Υδρολογία, Έκδοση 3, 418 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.

Μακρογιάννης, Τ. Ι., Χ. Σ. Σαχσαμάνογλου, 2004: Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας. Εκδόσεις Χάρις.

Πνευματικός, Γ., 2003: Μετεωρολογία. Εργαστήριο Μετεωρολογίας, Τμήμα Φυσικής, Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων. Γιάννενα, 2003.

Τσακίρης, Γ., 1995. *Υδατικοί Πόροι: I. Τεχνική Υδρολογία*, Εκδόσεις Συμμετρία, Δεκέμβριος 1994, Αθήνα.

Φόρης, Δ., 2006: *Εννοιολογικό Μοντέλο των Χαλαζοκαταιγίδων στην Περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας*. Διδακτορική Διατριβή. Εθνικό Αρχείο Διδακτορικών Διατριβών. Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Σχολή Θετικών Επιστημών, ΑΠΘ. Θεσσαλονίκη 2006.

Ιστότοποι

<http://eesc.columbia.edu/courses/eesc/slides/climate/atmprofile.gif>

http://eesc.columbia.edu/courses/eesc/slides/climate/atm_stab1.jpg

<http://www.paragliding.org/book/el/6-6.htm>

<http://www.paragliding.org/book/el/6-6.htm>

http://www.geography.hunter.cuny.edu/tbw/wc.notes/10.thunderstorms.tornadoes/thunderstorm_stages.htm)

<http://users.otenet.gr/~meteo/frontal-systems.html>

<http://www.nc-climate.ncsu.edu/edu/k12/.StormClassification>

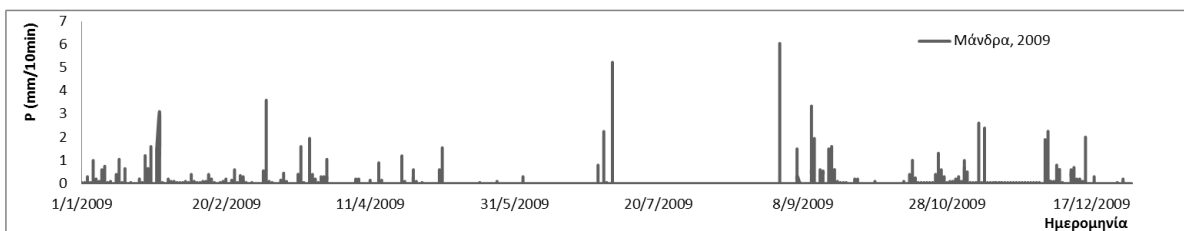
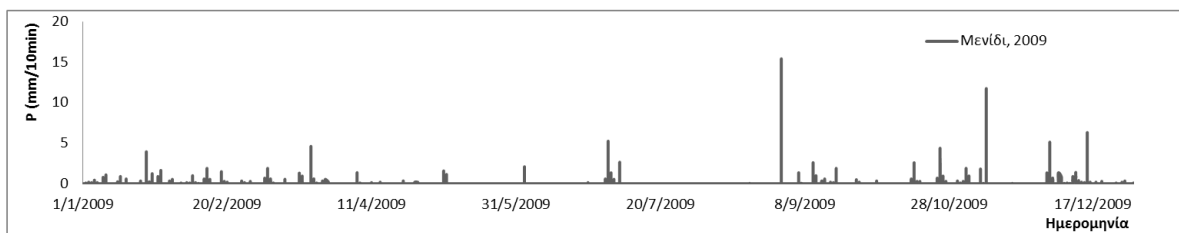
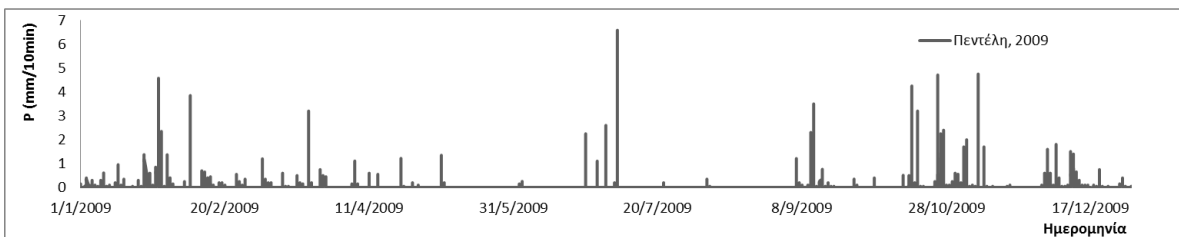
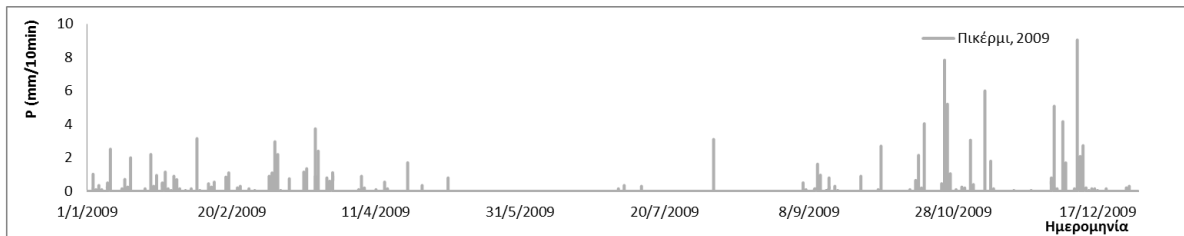
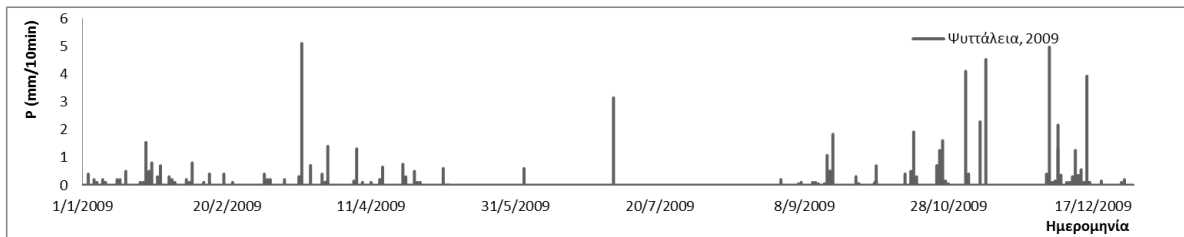
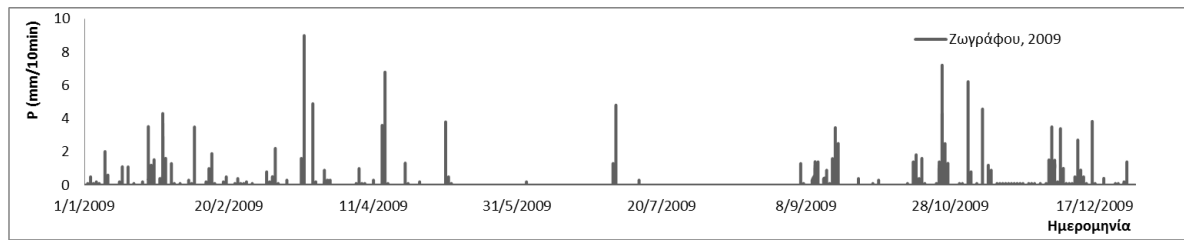
<http://www.erh.noaa.gov/iln/spotters/guide/>, Photo courtesy of NSSL Photo library

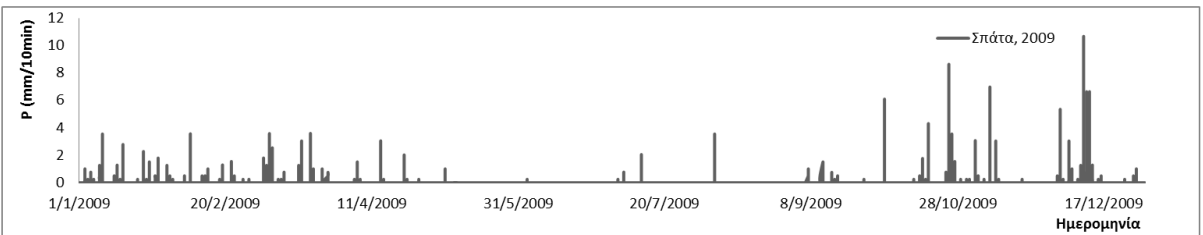
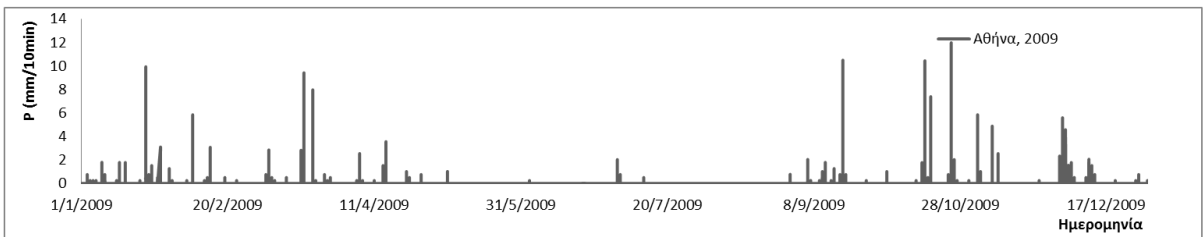
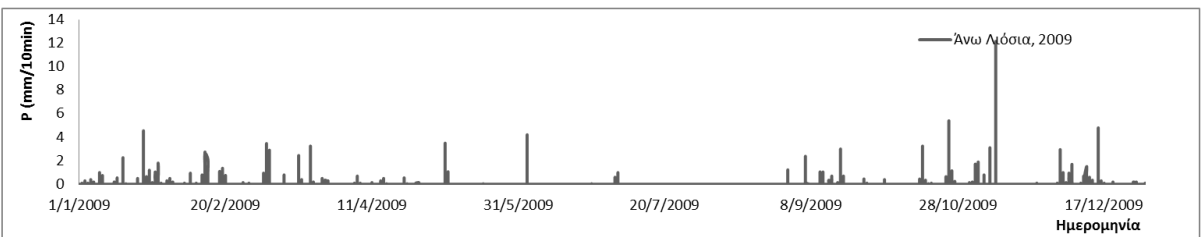
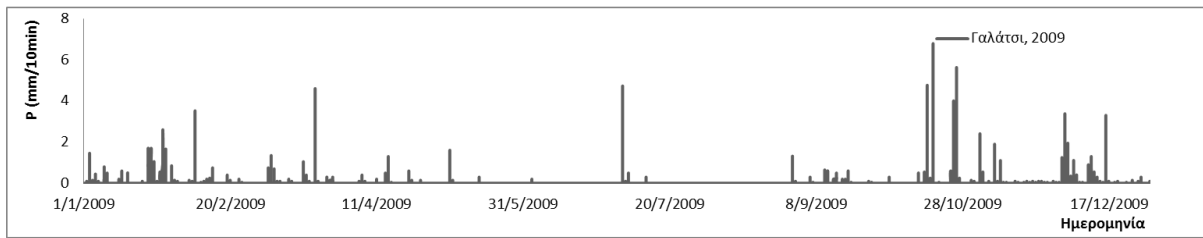
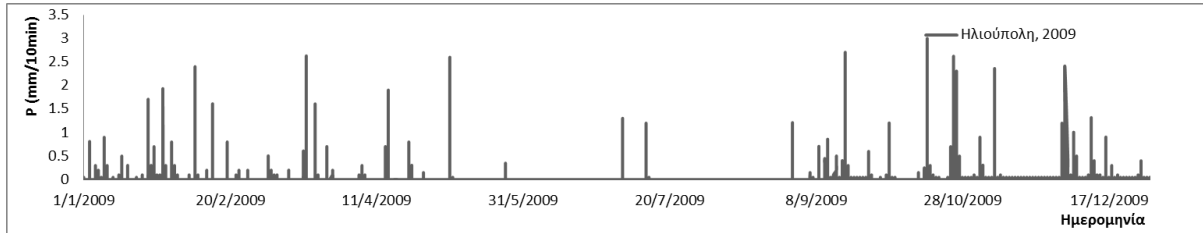
<http://meteoalex.weebly.com/uploads/6/2/4/9/6249672/7852468.jpg>

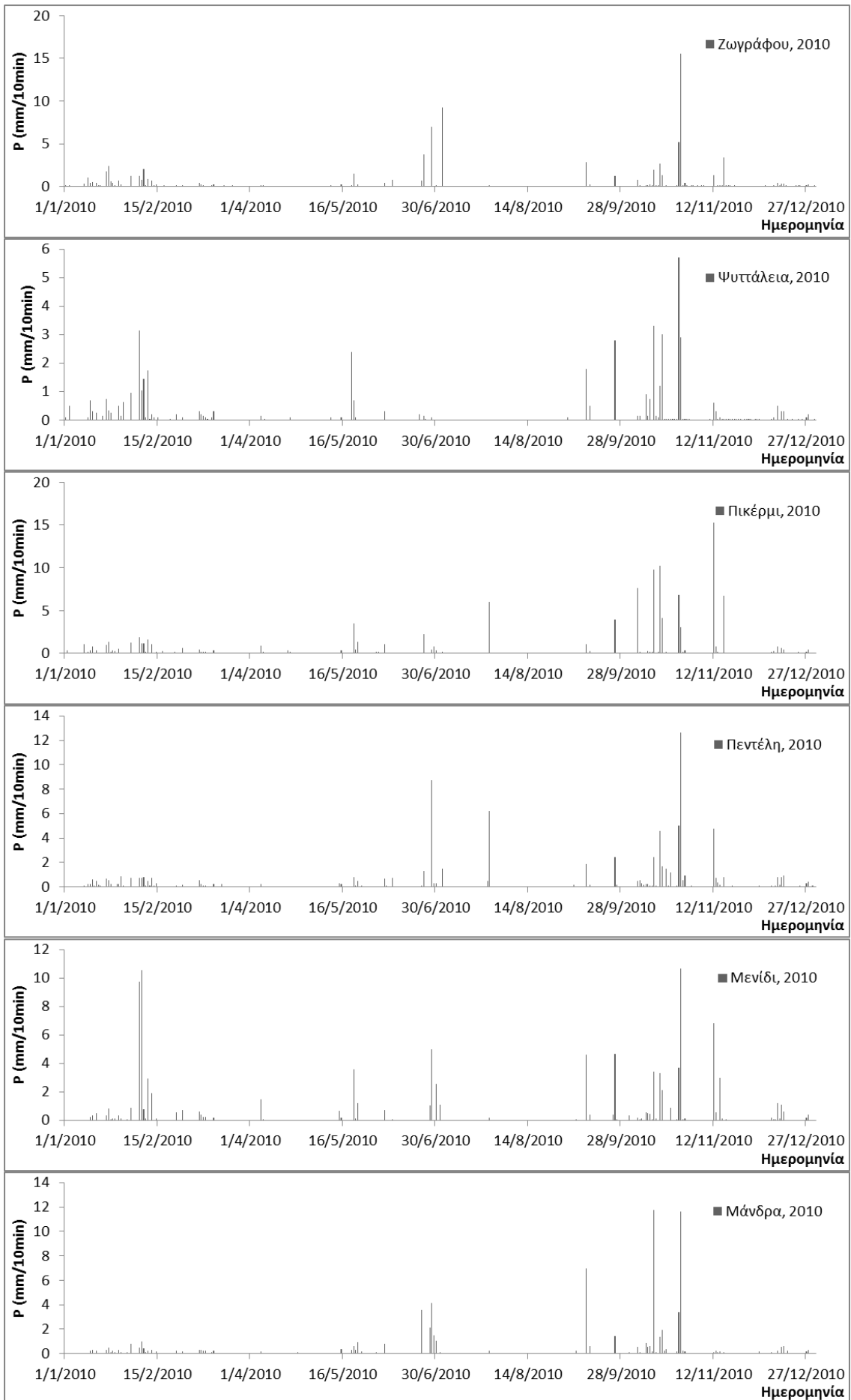
http://www.distractify.netdna-cdn.com/wp-content/uploads/2014/04/5E7A9915_pt2.jpg

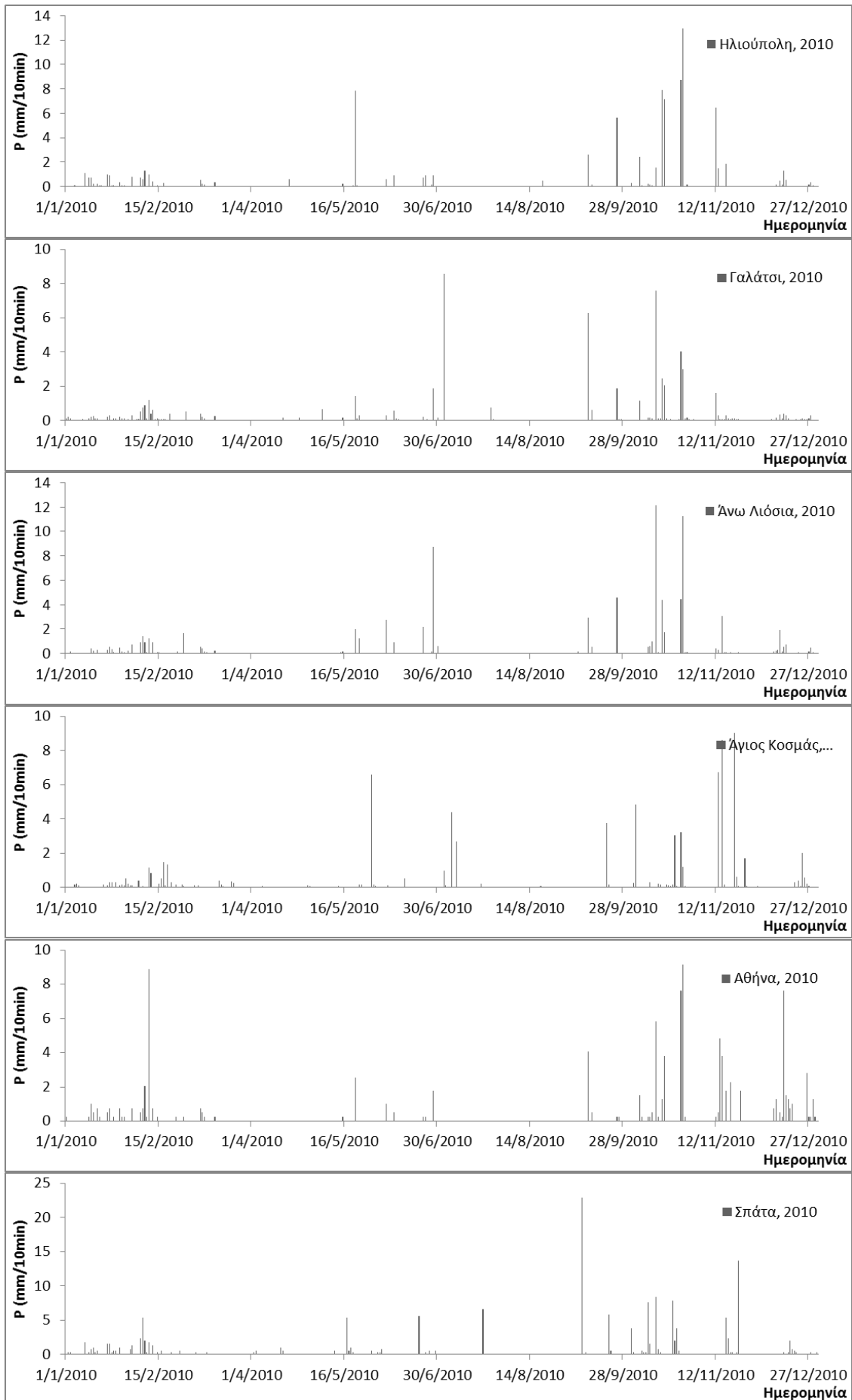
<http://www.ecmwf.int/>

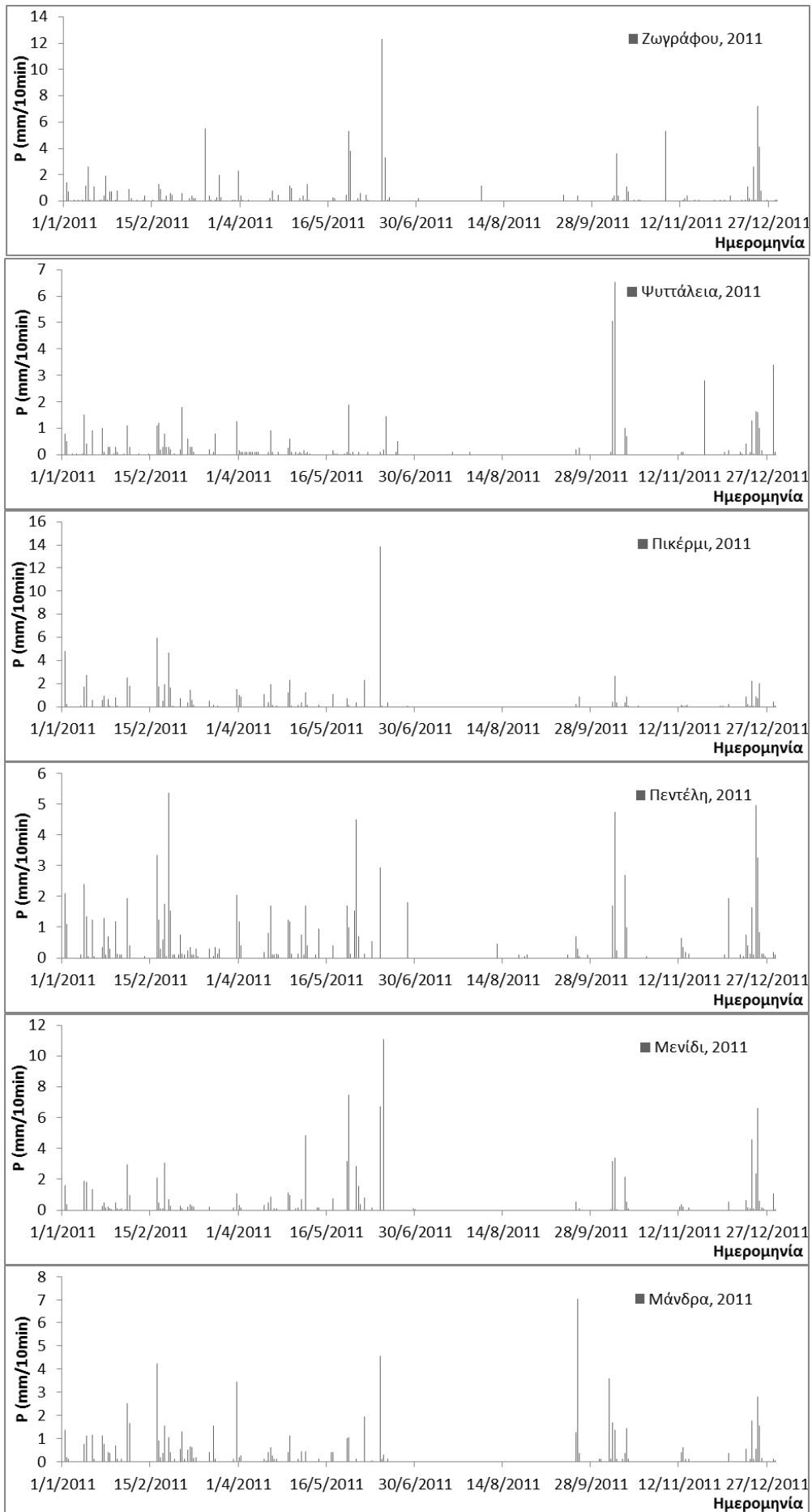
Παράρτημα Ι - Χρονοσειρές βροχοπτώσεων

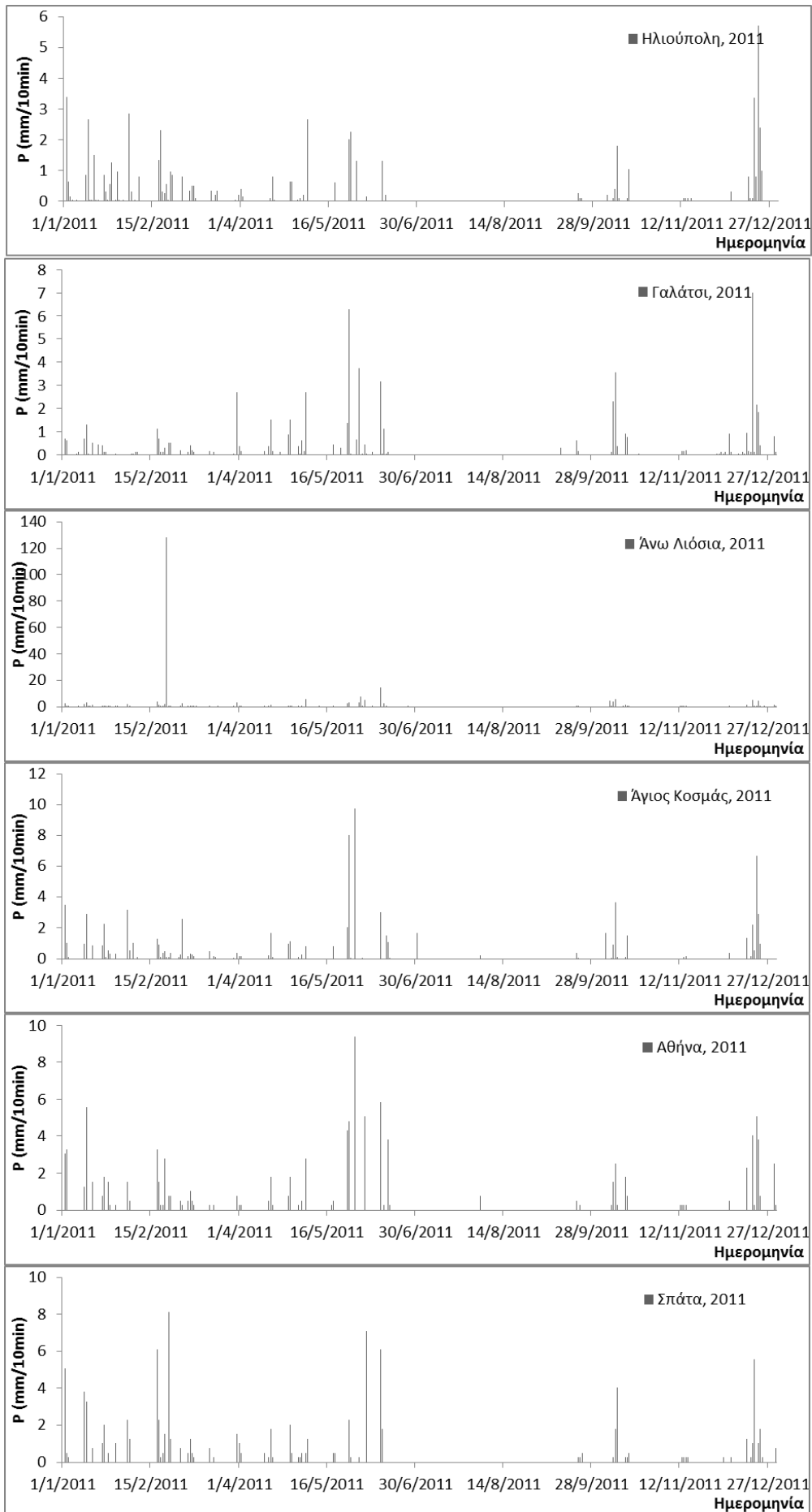


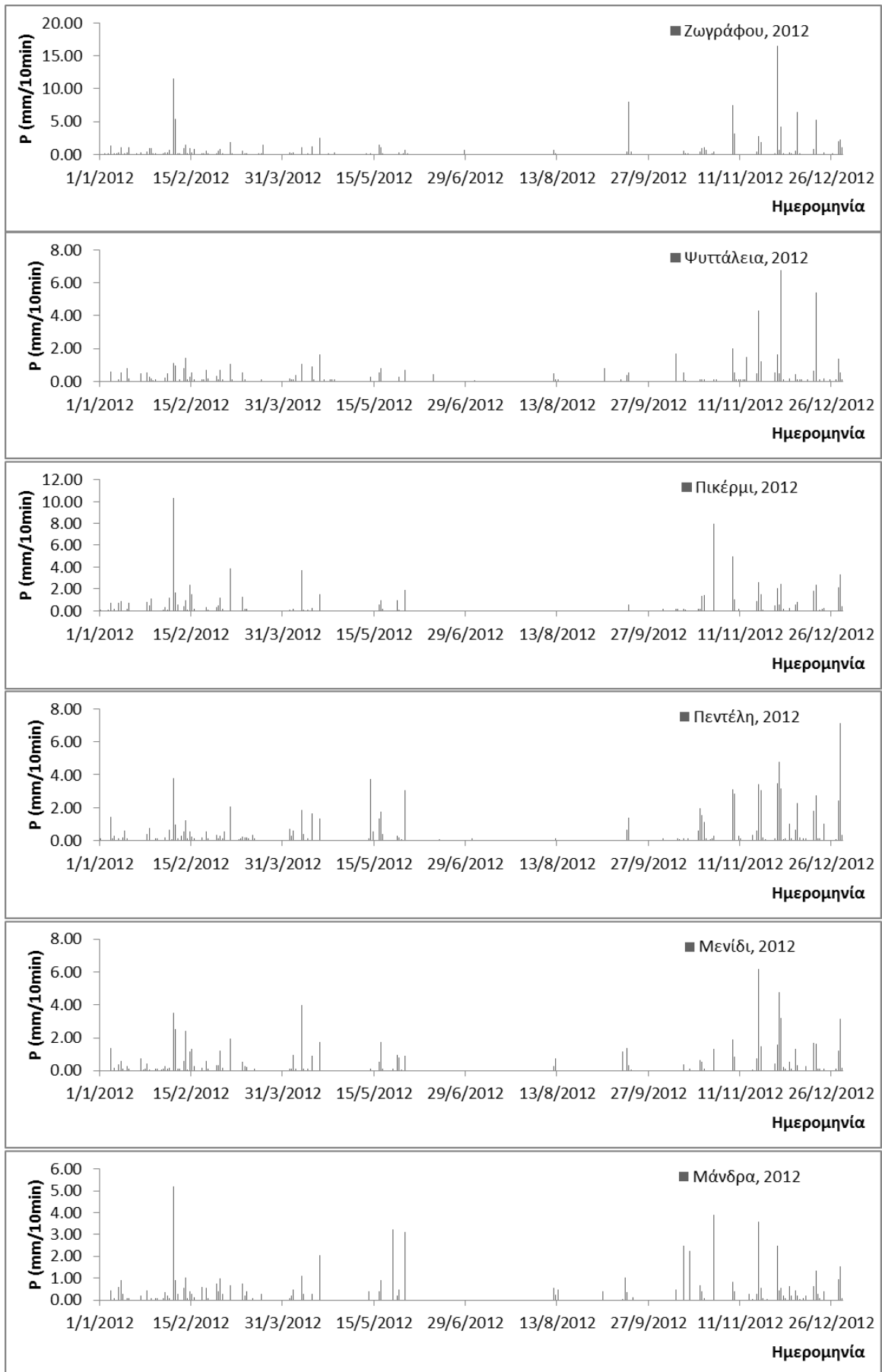


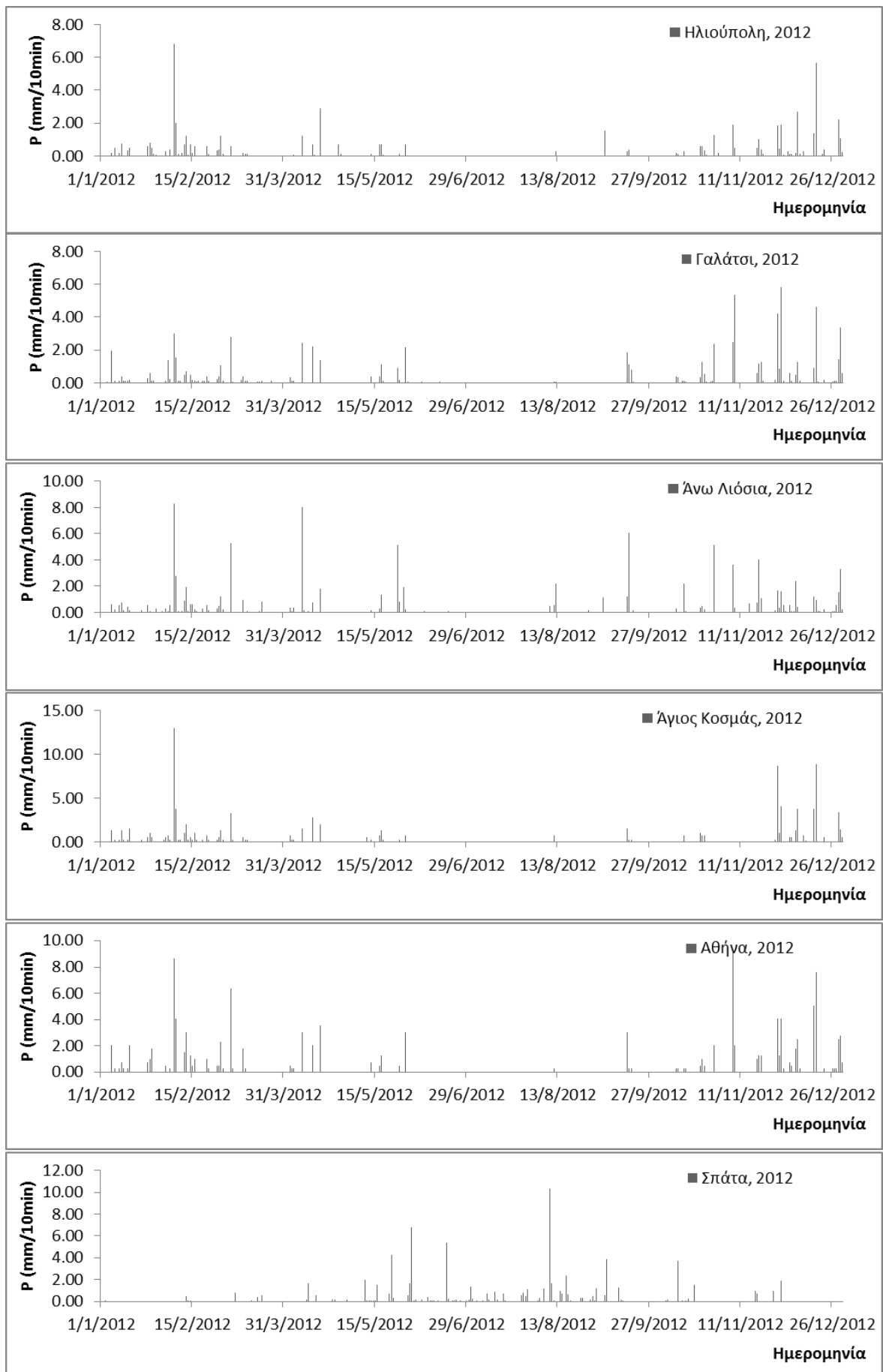




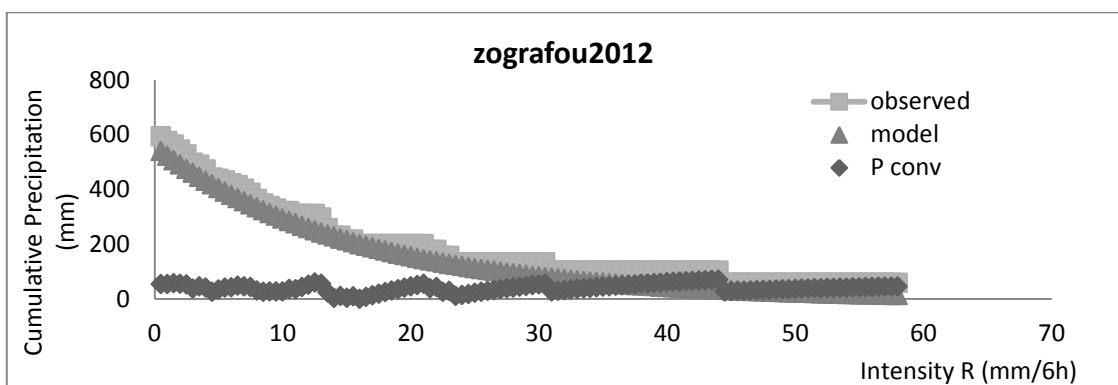
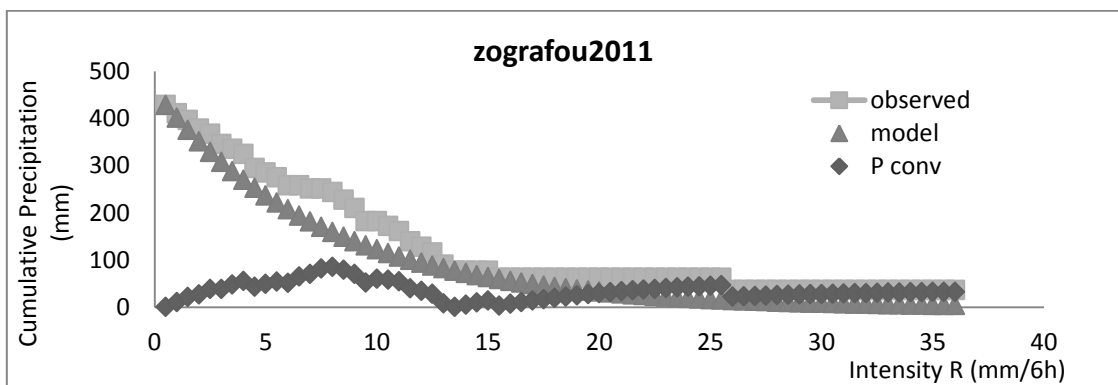
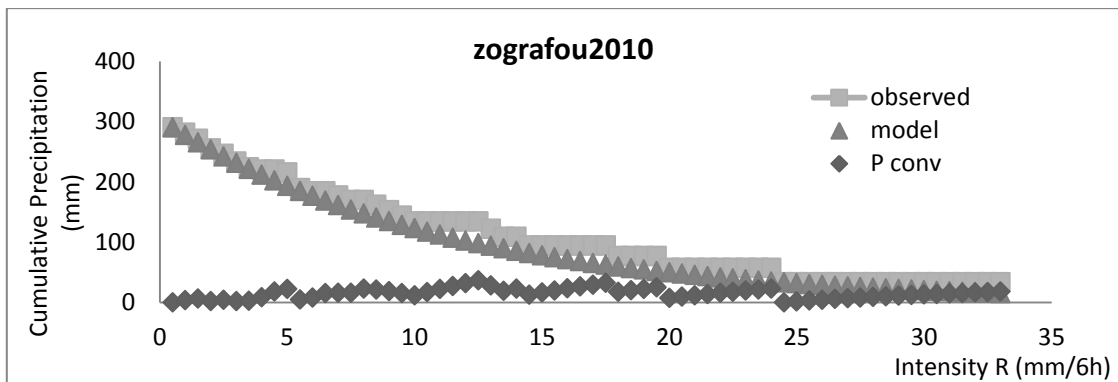
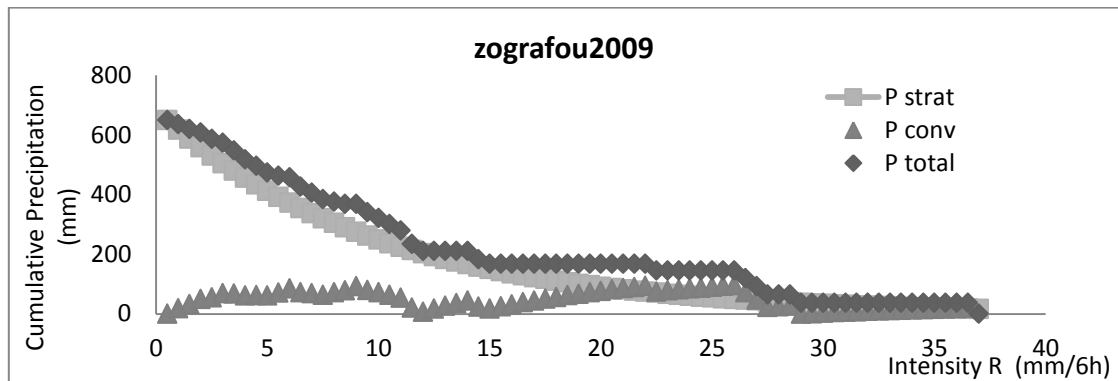


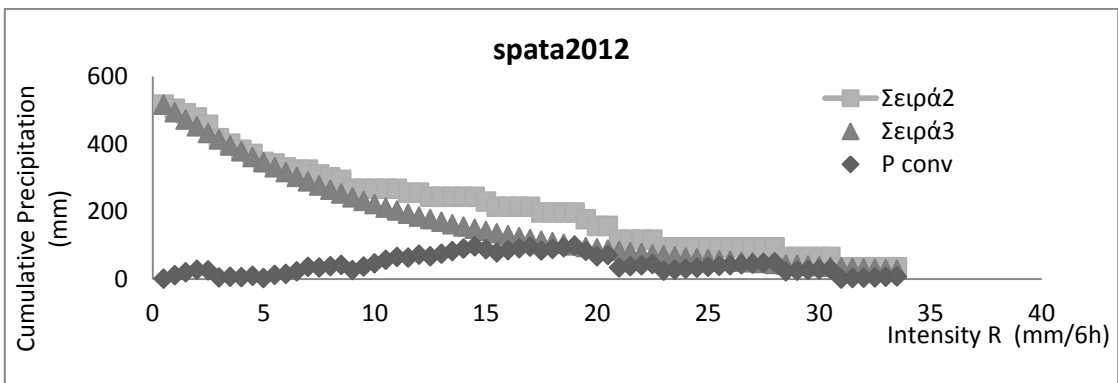
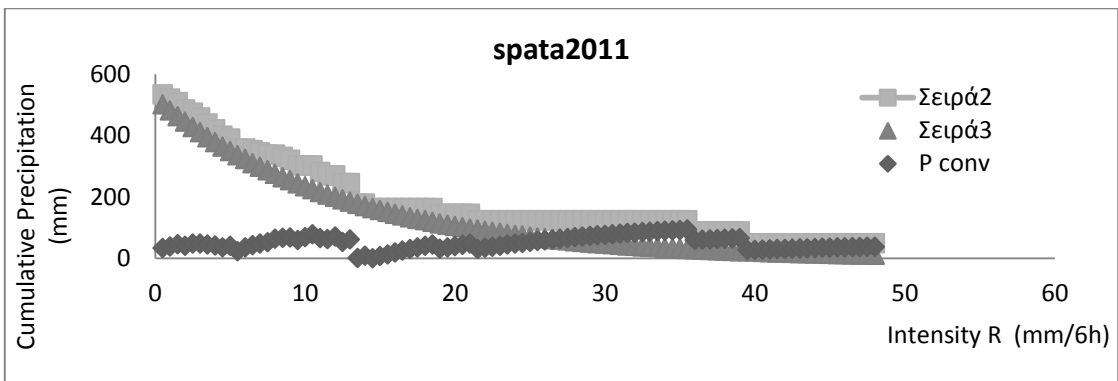
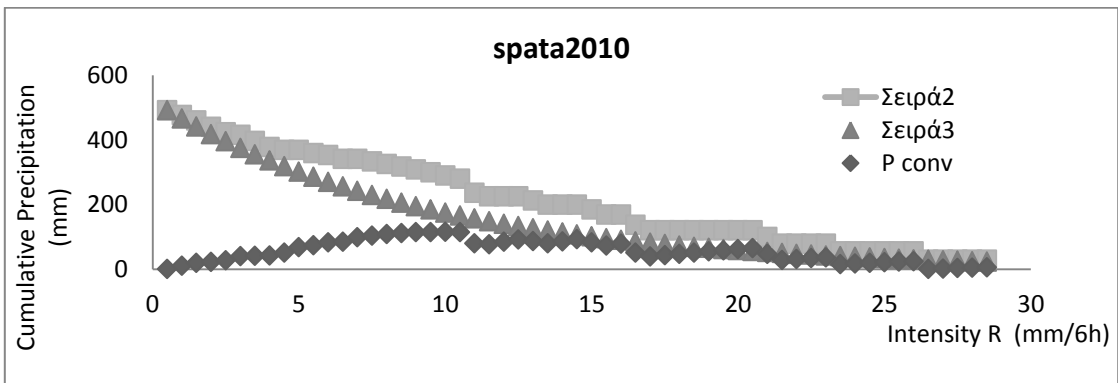
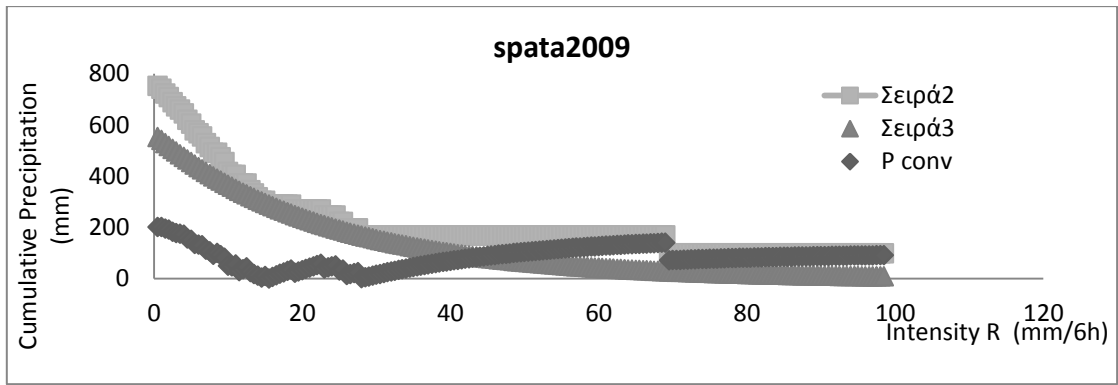


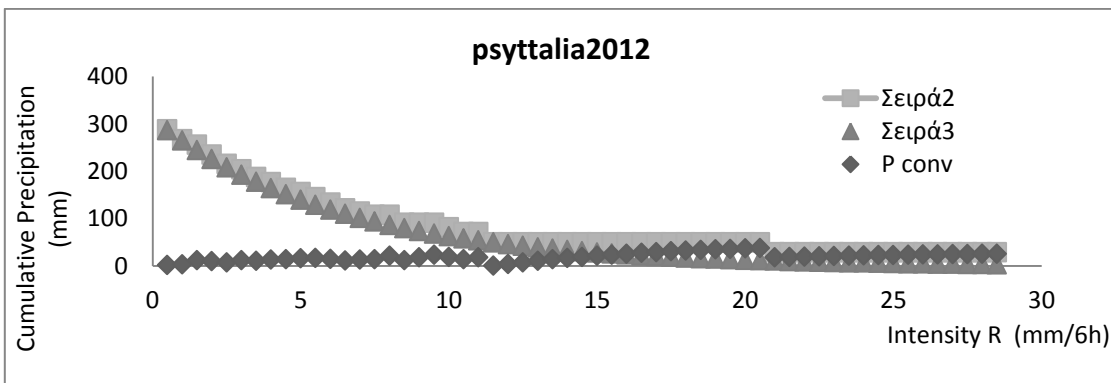
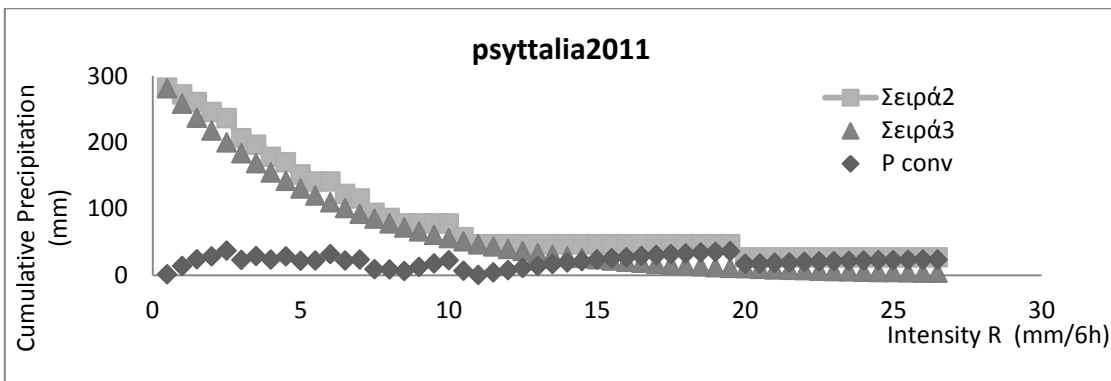
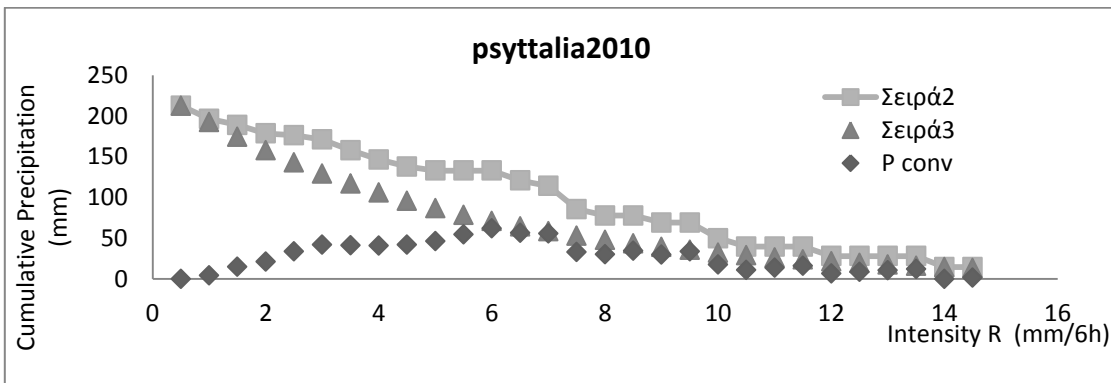
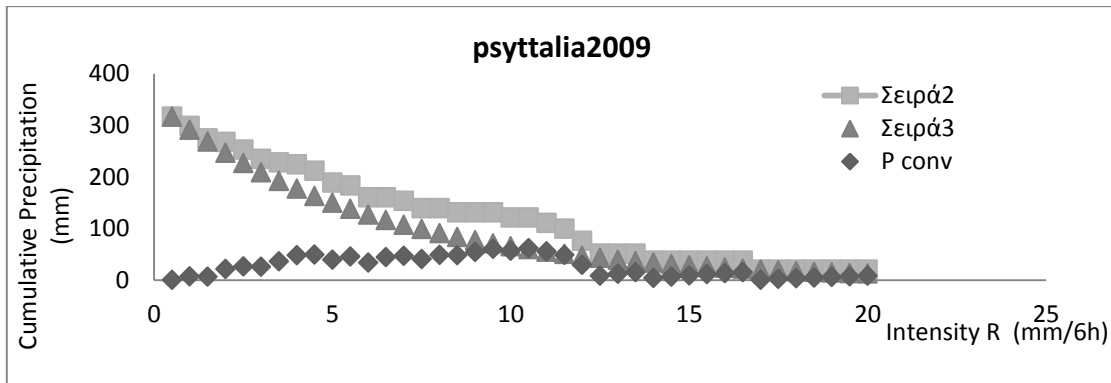


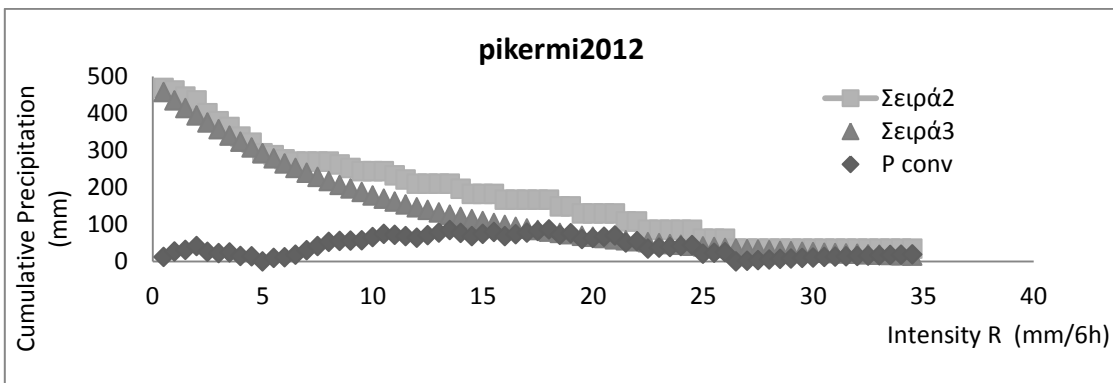
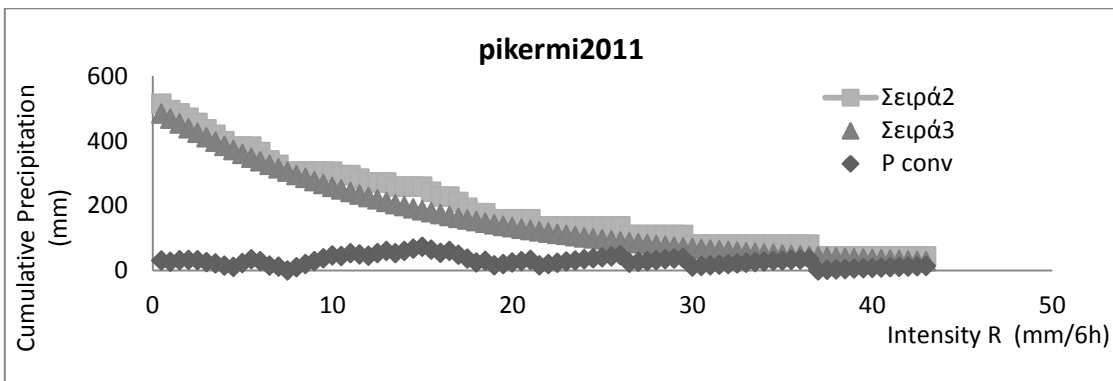
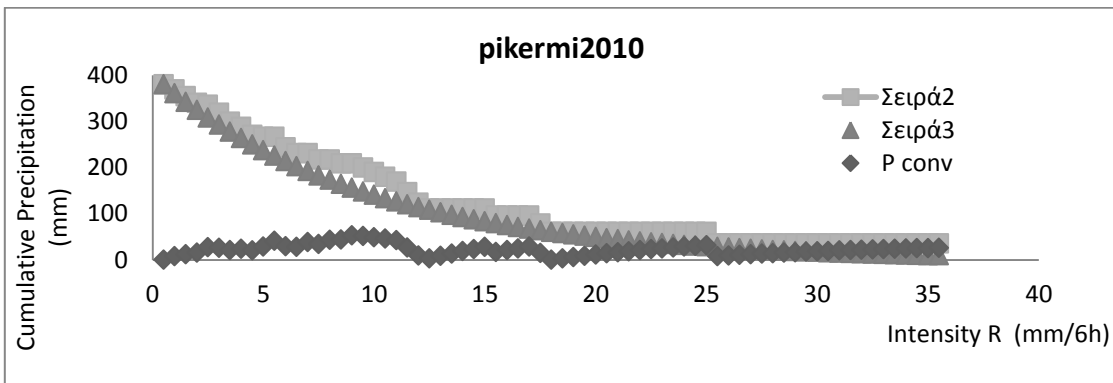
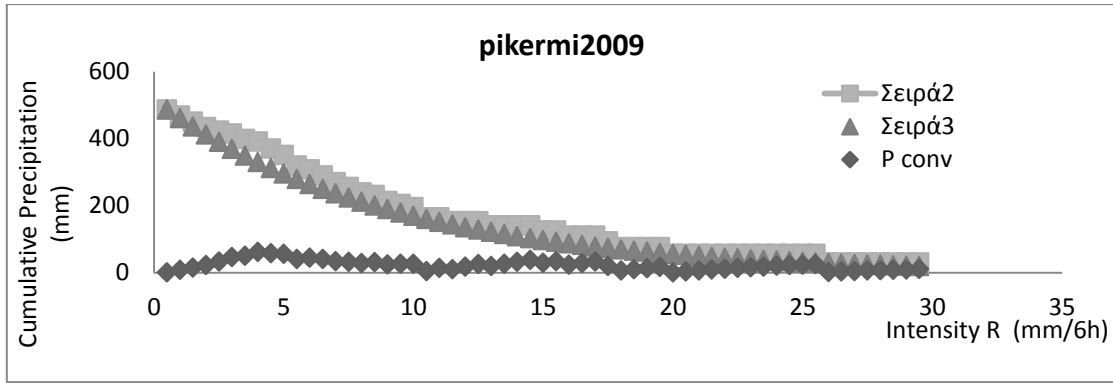


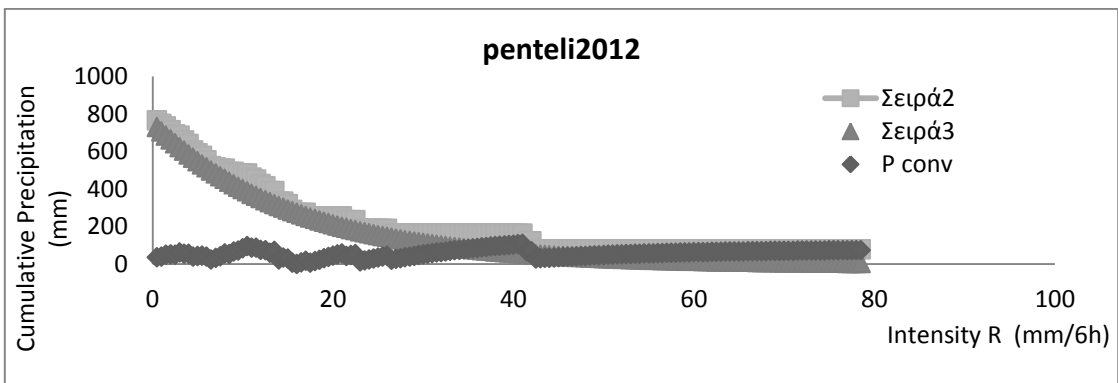
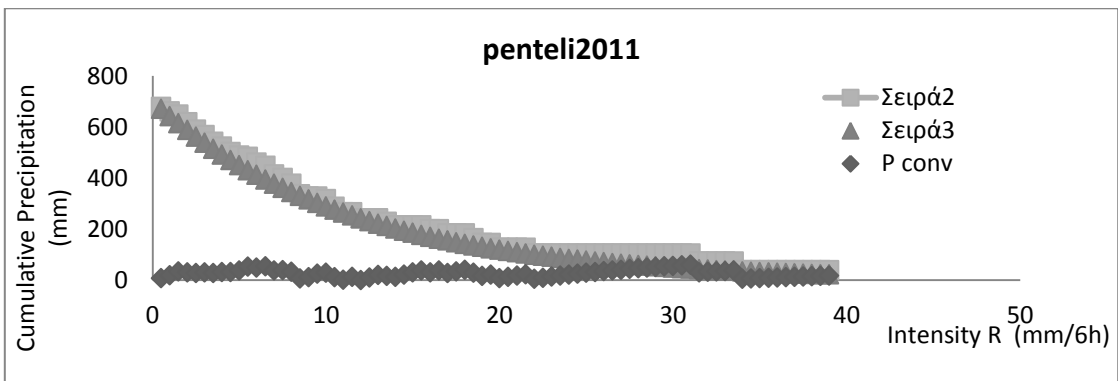
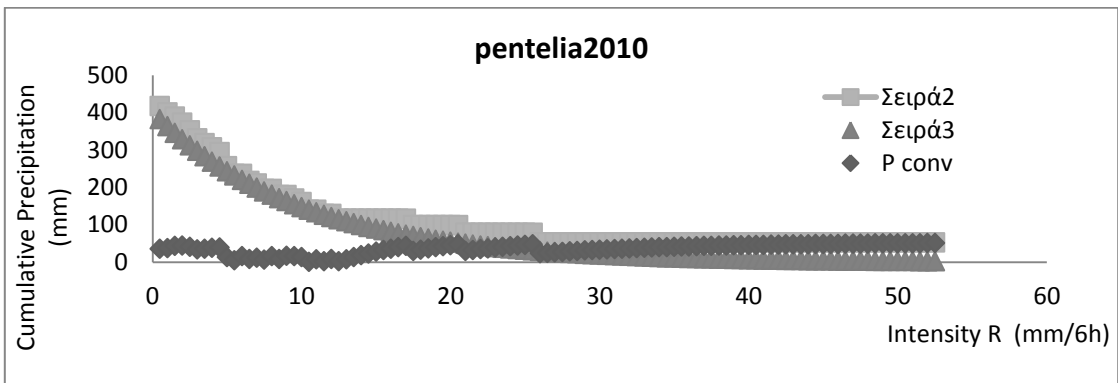
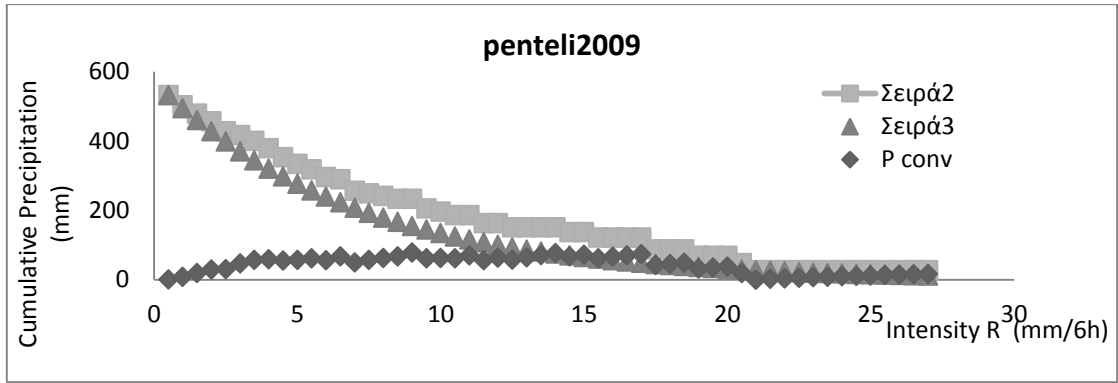
Παράρτημα II - Αποτελέσματα 1^ο & 2^ο Αλγορίθμου

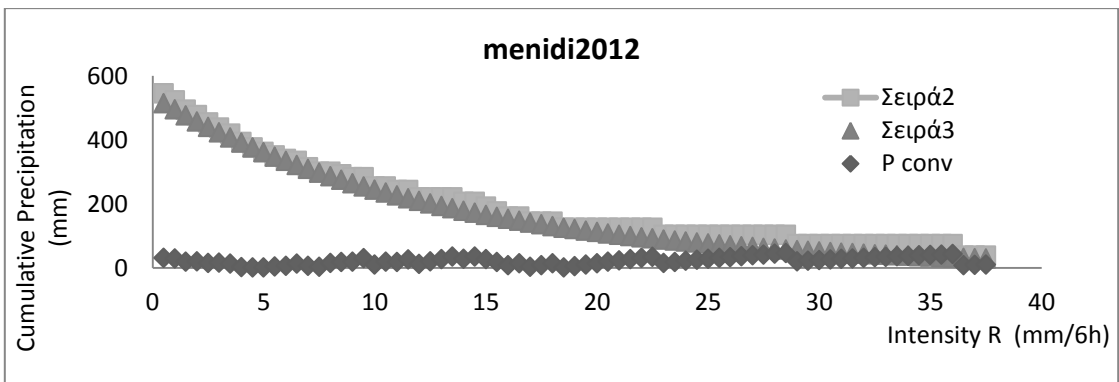
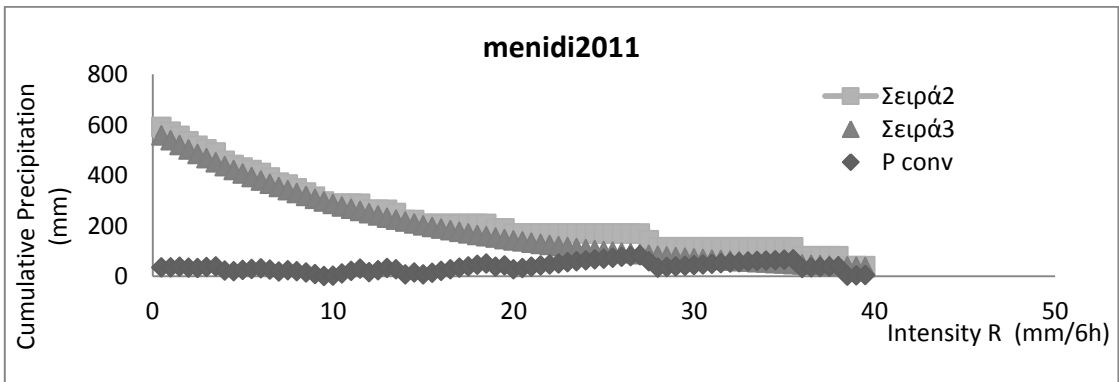
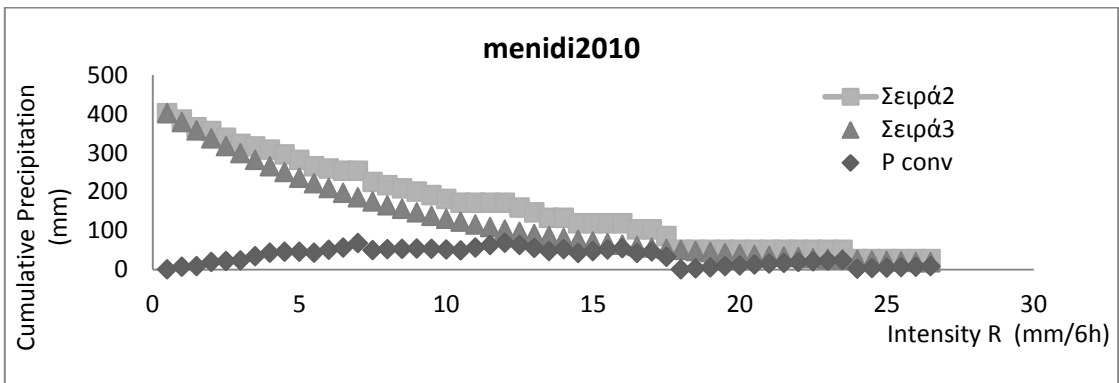


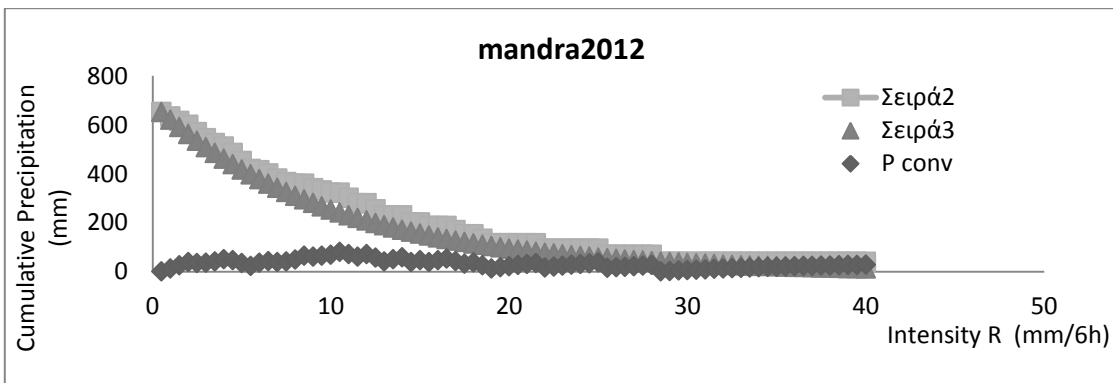
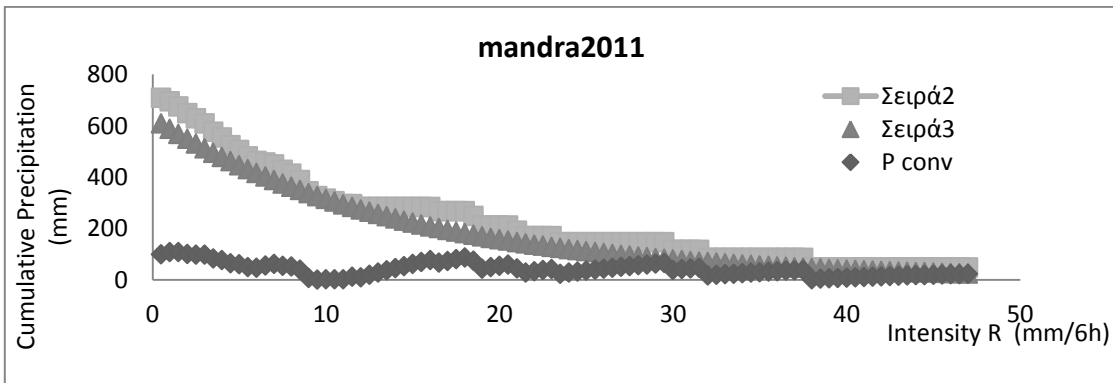
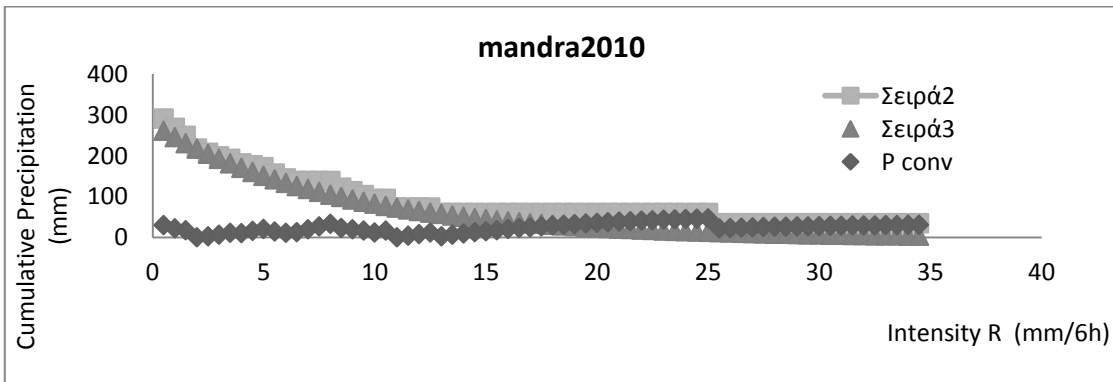
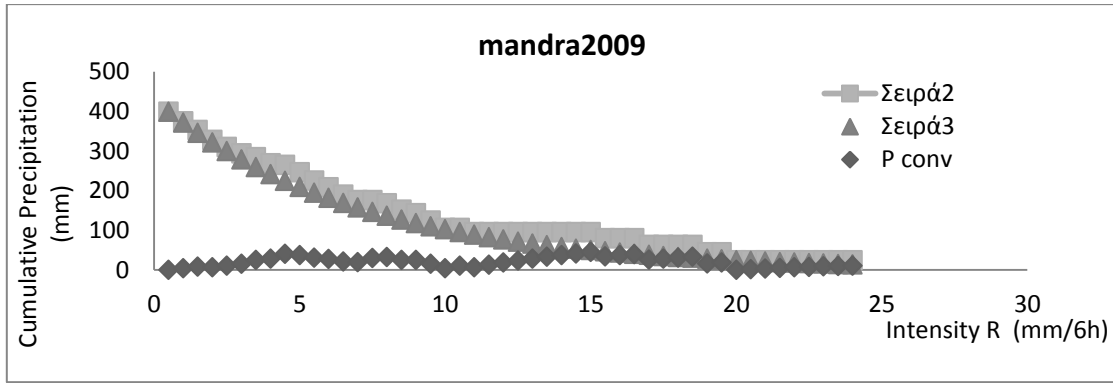


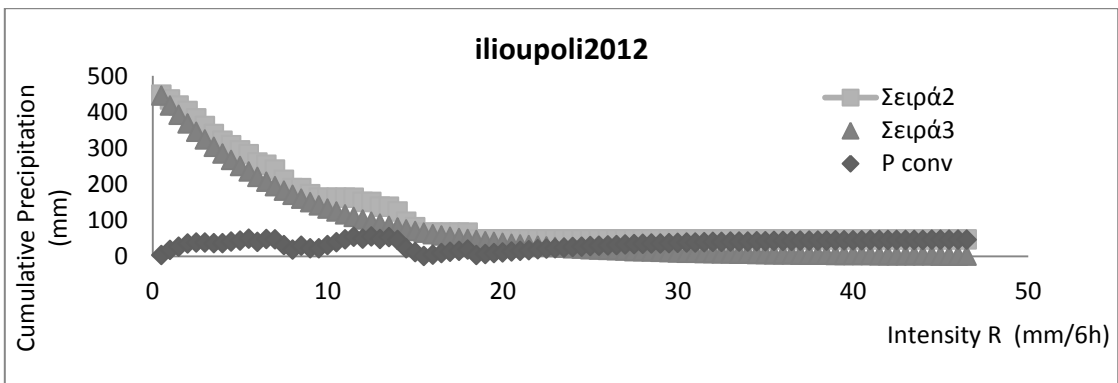
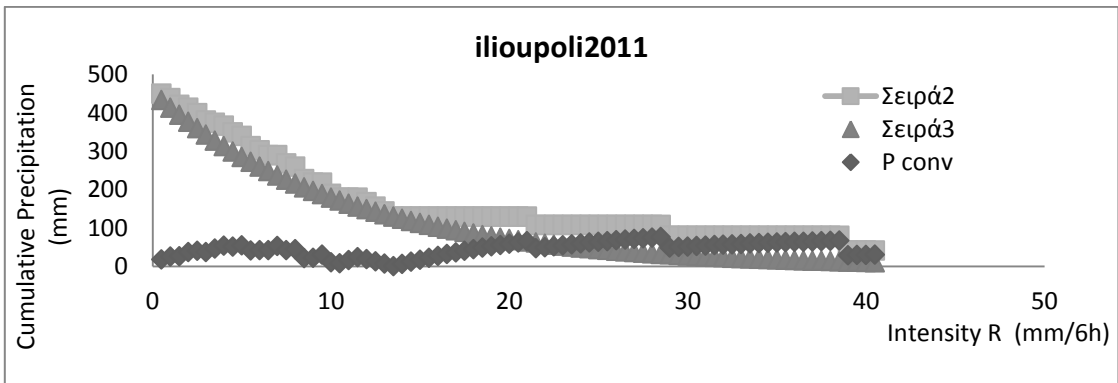
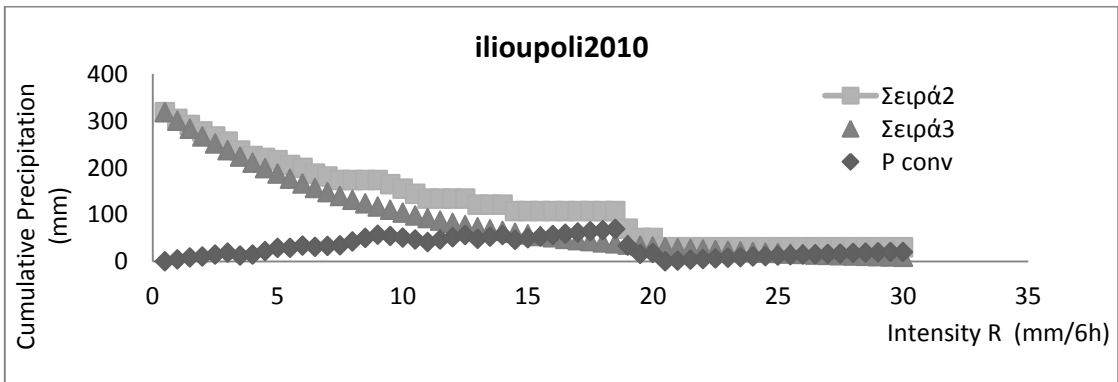
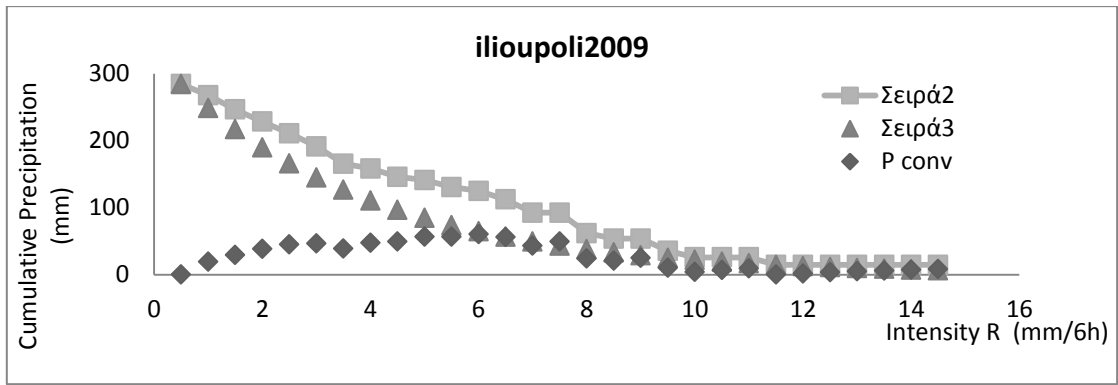


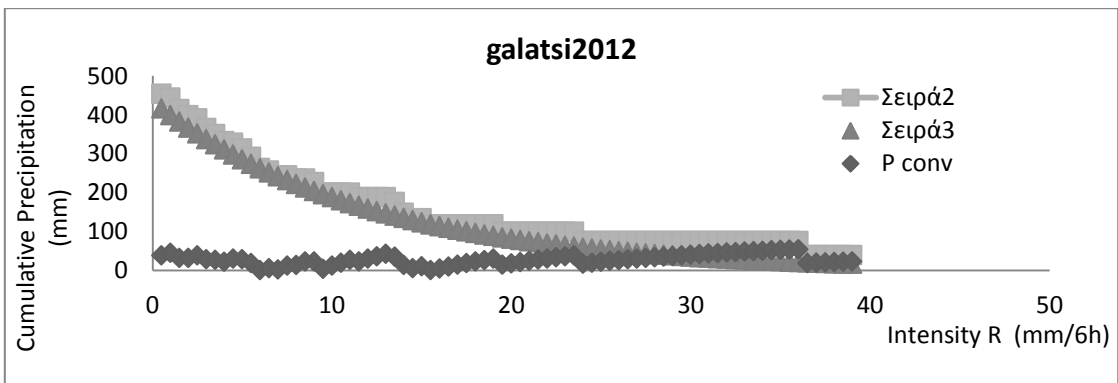
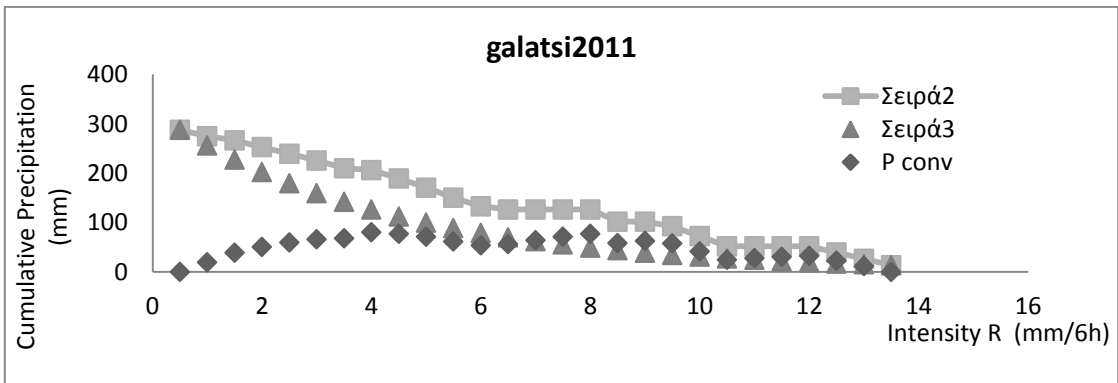
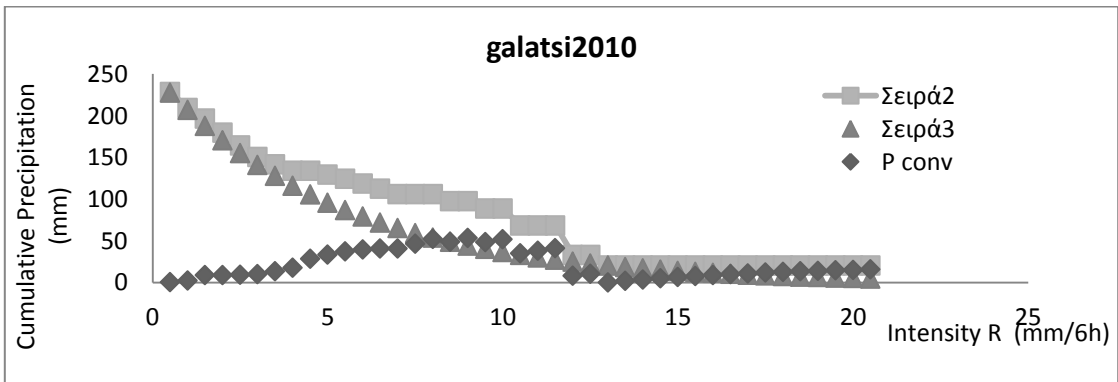
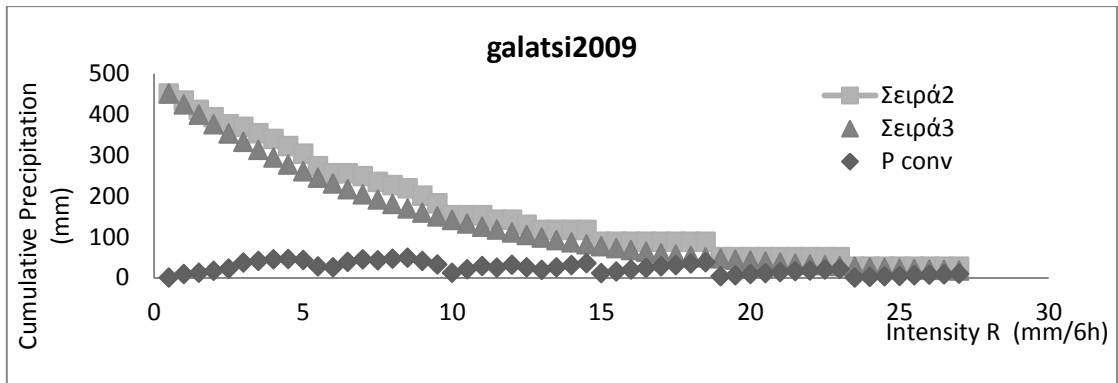


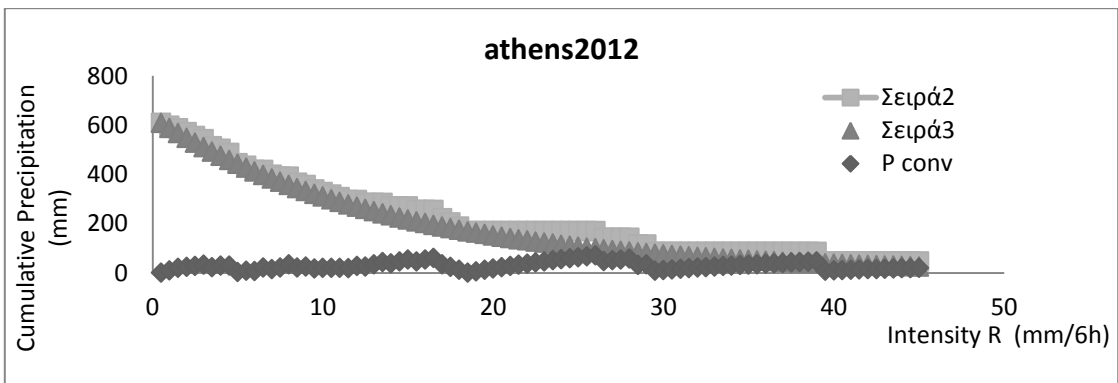
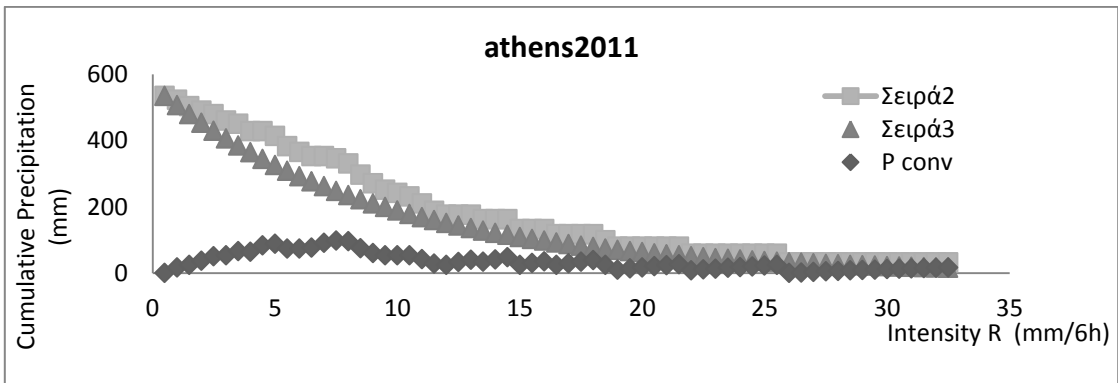
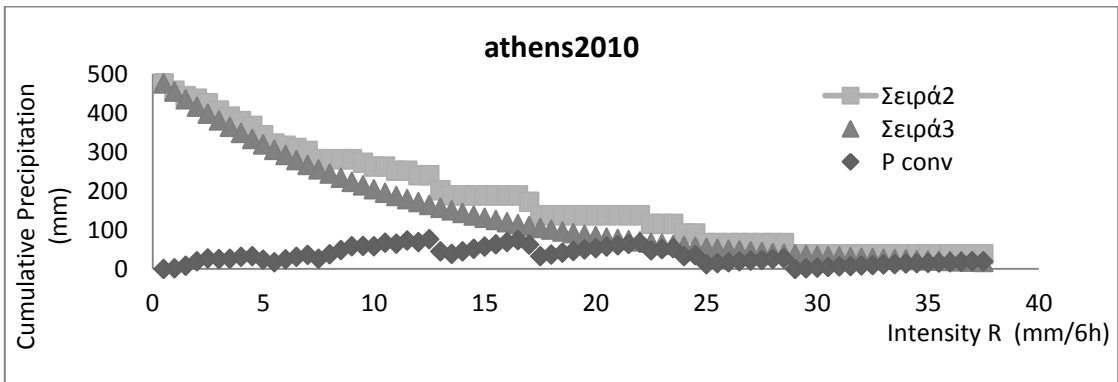
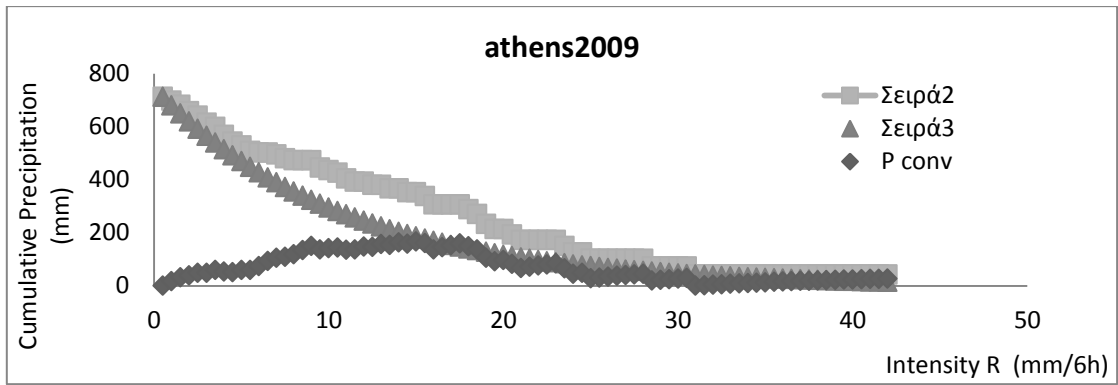


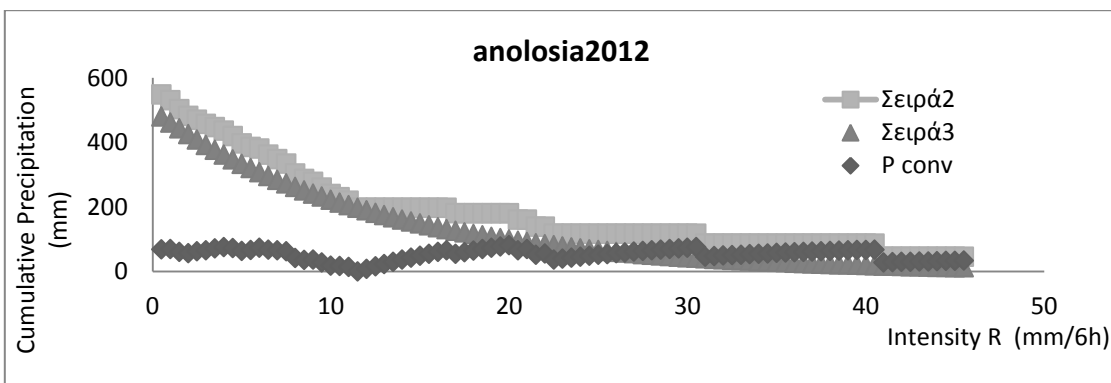
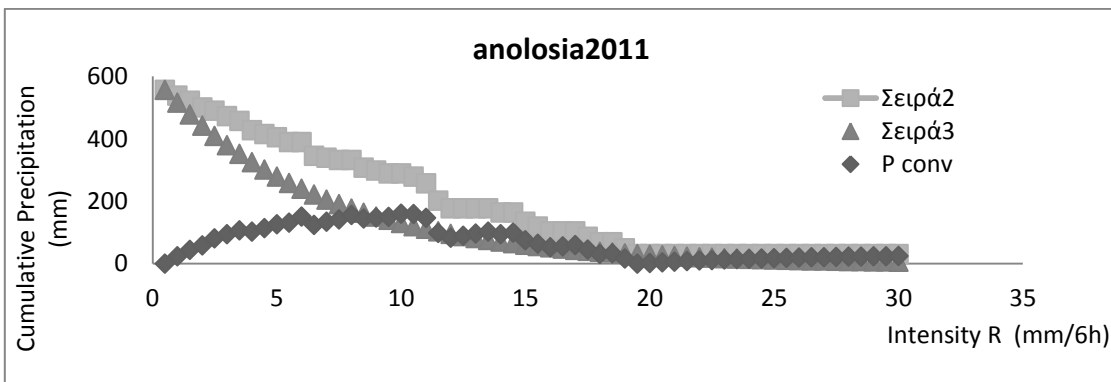
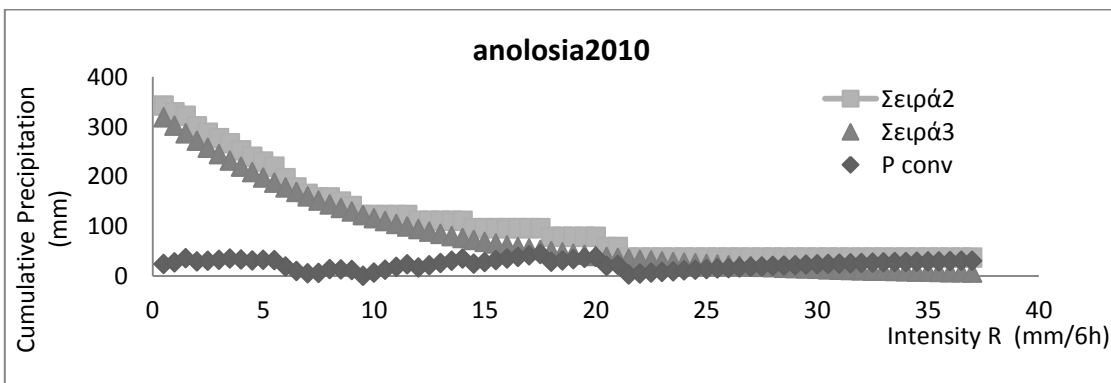
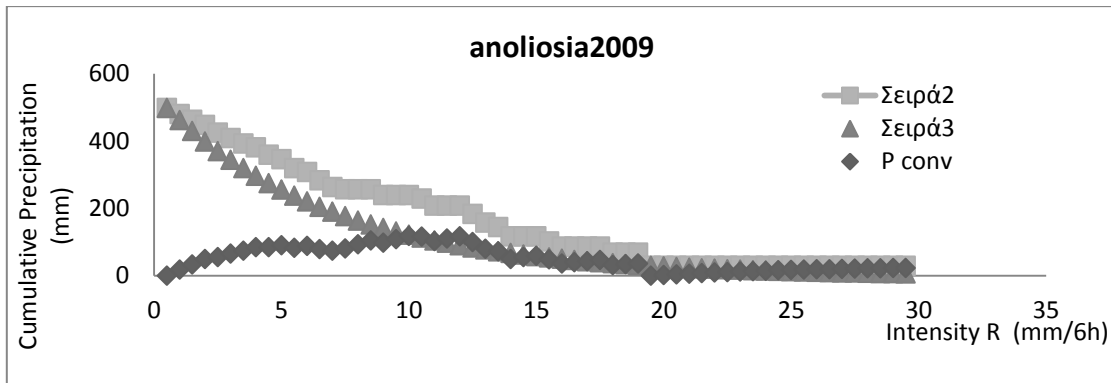


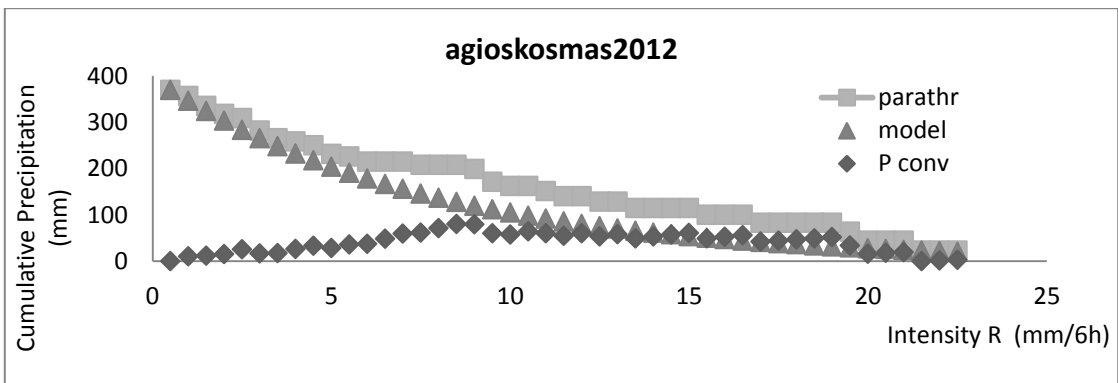
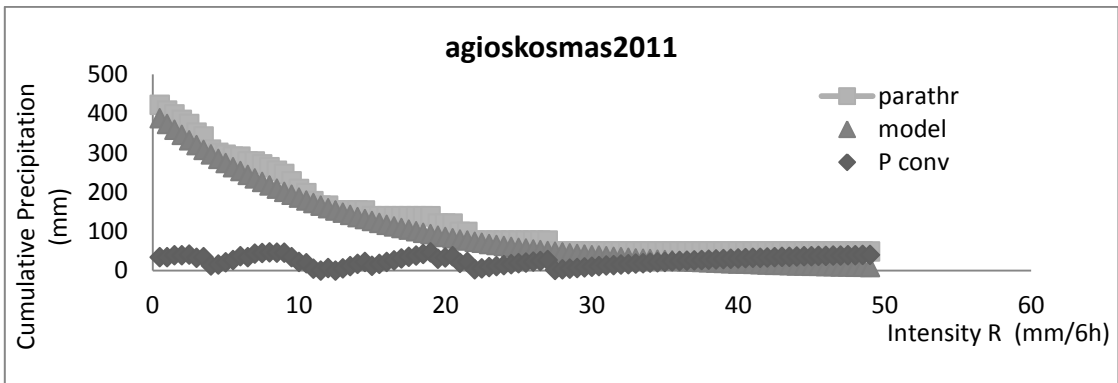
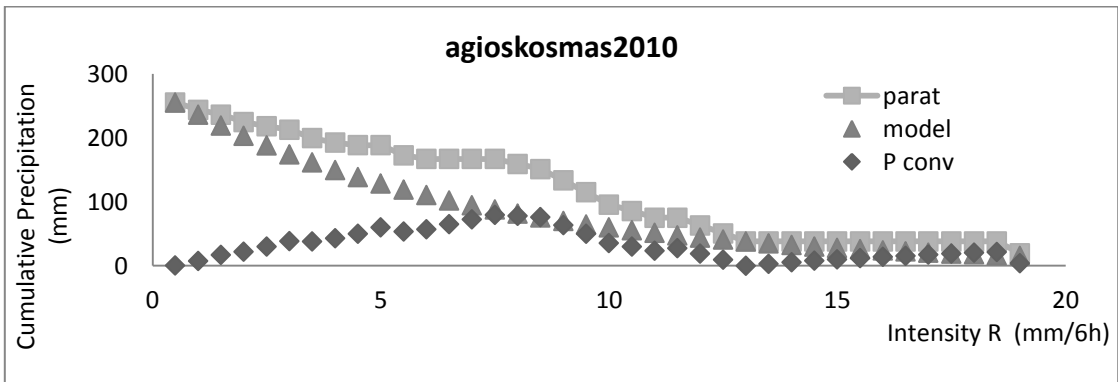
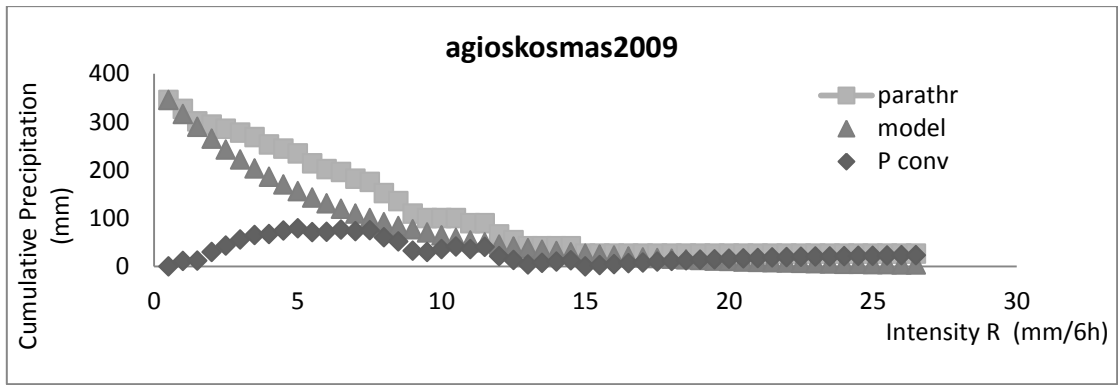












Παράρτημα ΙΙΙ - Δεδομένα επαλήθευσης μοντέλου

