



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

Διεπιστημονικό – Διατμηματικό
Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών
«Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων»

**«ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ
ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΚΑΙ
ΤΗ ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΚΑΤΑΓΙΔΟΦΟΡΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ»**

Κοτσιφάκης Κωνσταντίνος

**«ΕΠΙΣΤΗΜΗ ΚΑΙ
ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ
ΥΔΑΤΙΚΩΝ
ΠΟΡΩΝ»**

**Επιβλέπων: Ε. Μπαλτάς,
Καθηγητής ΕΜΠ**

Αθήνα, Ιούλιος 2016

Ευχαριστίες

Το εγχείρημα της μεταπτυχιακής αυτής εργασίας θα ήταν πολύ πιο δύσκολο, αν όχι ακατόρθωτο, χωρίς τη συμβολή και βοήθεια ορισμένων ανθρώπων, τους οποίους και θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθένα ξεχωριστά.

Πρωτίστως θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα, Καθηγητή κ. Ε. Μπαλτά, για την ανάθεση και επίβλεψη της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας, καθώς και για την υποστήριξη και καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησής της.

Τα μέλη της Τριμερούς Επιτροπής Αξιολόγησης, κ.κ. Ευάγγελο Μπαλτά, Καθηγητή ΕΜΠ, Μακρόπουλο Χρήστο, Επίκουρο Καθηγητή ΕΜΠ, και Κοτρώνη Βασιλική, Διδάκτορα και Διευθύντρια Ερευνών στο Ινστ. Ερευνών Περιβάλλοντος & Βιώσιμης Ανάπτυξης του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για τις εύστοχες και καλοπροαίρετες κριτικές τους ώστε η παρούσα εργασία να είναι αρτιότερη.

Επίσης, την Υποψήφια Διδάκτορα στον Τομέα Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος και φίλη μου, Ελισσάβητ Φελώνη, για την άριστη συνεργασία, το ενδιαφέρον και την πολύτιμη βοήθεια που μου προσέφερε.

Ακόμα θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Δρ. κ. Λαγουβάρδο Κωνσταντίνο, Διευθυντή Ερευνών στο Ινστ. Ερευνών Περιβάλλοντος & Βιώσιμης Ανάπτυξης του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών όπως επίσης και τον κ. Καραταράκη Νικόλαο, Διευθυντή στον τομέα της Κλιματολογίας – Εφαρμογών της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, για την ευγένεια και την άμεση ανταπόκρισή τους στην παροχή μεγάλου όγκου βροχομετρικών δεδομένων, όταν αυτά τα αιτηθήκαμε.

Το Μιχάλη Παπαθεοδοσίου, απόφοιτο του ΔΠΜΣ «Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων». Όταν απευθύνθηκα σε αυτόν, ζητώντας του δεδομένα που είχε χρησιμοποιήσει στη δική του Μεταπτυχιακή Εργασία, προσφέρθηκε αμέσως να μου τα διαθέσει. Αν και εν τέλει αυτά δεν αξιοποιήθηκαν, η προθυμία που επέδειξε με καθιστά υπόχρεο να τον αναφέρω.

Τέλος, μου είναι αδύνατο να μην αναφερθώ στην οικογένειά μου για την αγάπη, την ηθική και υλική συμπαράστασή τους όλα αυτά τα χρόνια και για τα εφόδια που μου έχουν προσφέρει ώστε να καταφέρνω να αντιμετωπίζω τις δυσκολίες που παρουσιάζονται. Τους ευχαριστώ πραγματικά για όλα.

Κοτσιφάκης Κωνσταντίνος,

Αθήνα, Ιούλιος 2016

Περιεχόμενα

Περίληψη	vii
Abstract	viii
Extended abstract	ix
Introduction.....	ix
Literature review	x
The TRMM mission and the TMPA 3B42 V7 product.....	x
Convective and stratiform classification method	x
Methodology	xii
Evaluation of the TMPA 3B42 V7 product	xii
Classification of total precipitation	xiv
Results	xvi
Evaluation of the TMPA 3B42 V7 product	xvi
Classification of total precipitation	xx
Conclusions.....	xxi
Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή	1
1.1 Αντικείμενο της εργασίας.....	1
1.2 Διάρθρωση της εργασίας	2
Κεφάλαιο 2. Βιβλιογραφική επισκόπηση	4
2.1 Εισαγωγικά	4
2.1 Μέτρηση βροχόπτωσης	4
2.2 Σημειακή μέτρηση της βροχόπτωσης	5
2.2.1 Βροχόμετρα	5
2.2.2 Βροχογράφοι.....	6
2.2.3 Προβλήματα σημειακών μετρήσεων βροχόπτωσης	7
2.3 Μετεωρολογικό ραντάρ.....	8
2.4 Εκτίμηση κατακρημνίσεων με τη βοήθεια δορυφόρων.....	12
2.4.1 Η αποστολή TRMM	13
2.4.2 Ιστορικό της αποστολής TRMM	16

2.4.3 Εγκατεστημένα όργανα δορυφόρου TRMM	20
2.4.4 Μετρήσεις	23
2.4.5 Ο αλγόριθμος 3B42 Version 7.....	27
2.5 Ταξινόμηση βροχόπτωσης σε καθεστώς convective και stratiform	31
2.6 Ταξινόμηση της βροχόπτωσης σε παγκόσμιο επίπεδο	32
2.6.1 Αλγόριθμος Διαχωρισμού	37
2.7 Ταξινόμηση της βροχόπτωσης σε επίπεδο περιοχής	40
2.7.1 Πρώτος αλγόριθμος: Εκθετική προσαρμογή	43
2.7.2 Δεύτερος αλγόριθμος: υπολογισμός κρίσιμης έντασης R_c	43
Κεφάλαιο 3. Αξιολόγηση προϊόντος TRMM 3B42 V7 στην Ελλάδα	45
3.1 Περιοχή μελέτης.....	45
3.2 Συλλογή και επεξεργασία δορυφορικών δεδομένων	46
3.3 Επίγεια δεδομένα.....	47
3.4 Αναγωγή χρονοσειρών δορυφορικών δεδομένων στις θέσεις των επίγειων σταθμών.....	51
3.5 Κριτήρια αξιολόγησης δορυφορικού προϊόντος	53
3.6 Κατάρτιση χαρτών σφαλμάτων	55
3.7 Αποτελέσματα αξιολόγησης προϊόντος TRMM 3B42 V7	56
3.7.1 Μέσες τιμές κριτηρίων.....	57
3.7.2 Χωρική κατανομή κριτηρίων απόδοσης	63
Κεφάλαιο 4. Ταξινόμηση καταιγίδων στην Αττική	77
4.1 Εισαγωγικά	77
4.2 Ανάπτυξη μεθοδολογίας με χρήση επίγειων δεδομένων βροχόπτωσης.....	77
4.2.1 Πρώτος αλγόριθμος: εκθετική προσαρμογή	79
4.2.2: Δεύτερος αλγόριθμος: προσδιορισμός κρίσιμης έντασης R_c	81
4.3 Εφαρμογή μεθοδολογίας ταξινόμησης με χρήση των δεδομένων του προϊόντος TRMM 3B42 V7	83
4.4 Σύγκριση αποτελεσμάτων.....	86
Κεφάλαιο 5. Συμπεράσματα και μελλοντική έρευνα	91
Βιβλιογραφία	94
Ελληνική βιβλιογραφία.....	94

Ξενόγλωσση βιβλιογραφία	95
Διαδικτυακοί τόποι	100
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	101

Περίληψη

Στην παρούσα εργασία, επιχειρήθηκε αρχικά η ποσοτική αξιολόγηση των βροχομετρικών δεδομένων της νεότερης έκδοσης (Version 7) του δορυφορικού προϊόντος TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) 3B42 V7 στον Ελλαδικό χώρο. Οι εκτιμήσεις βροχόπτωσης παρέχονται σε κάρναβο $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ και σε χρονική κλίμακα τριών ωρών. Η χρονική περίοδος που εξετάστηκε περιλαμβάνει την εξαετία 2009-2014 και αξιολογήθηκε η δυνατότητα του προϊόντος να αποδώσει την παρατηρημένη βροχόπτωση. Η ανάλυση πραγματοποιήθηκε σε λεπτή χρονική κλίμακα, και συγκεκριμένα στις κλίμακες των 3, 6, 12, 24 και 48 ωρών. Επιπρόσθετα, εξετάστηκε η χωρική κατανομή του σφάλματος και των κριτηρίων απόδοσης που χρησιμοποιούνται. Για την αξιολόγηση, αξιοποιήθηκαν οι επίγειες μετρήσεις 34 μετεωρολογικών σταθμών του δικτύου της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (Ε.Μ.Υ.), του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α.) καθώς και του Υδρολογικού Παρατηρητηρίου Αθηνών (Υ.Π.Α.) που ανήκει στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο. Από τη στατιστική ανάλυση των δεδομένων, προέκυψε πως αυτά, σε όλες τις χρονικές κλίμακες, παρουσιάζουν χαμηλή συσχέτιση με τις επίγειες μετρήσεις. Παρότι η απόδοση αυξάνει σημαντικά με την αύξηση της κλίμακας, η αξιοπιστία των δεδομένων είναι ανεπαρκής ακόμη και στη μεγαλύτερη κλίμακα της ανάλυσης, αυτή των 48 ωρών.

Πέρα από την ποσοτική αξιολόγηση των δεδομένων του προϊόντος TMPA 3B42 V7, επιχειρήθηκε επιπρόσθετα η διερεύνηση αξιοποίησής τους για την εφαρμογή μεθοδολογίας ταξινόμησης των καταιγιδοφόρων συστημάτων σε συστήματα οριζόντιας (stratiform) και κατακόρυφης (convective) ανάπτυξης στην Αττική. Μέσω αλγορίθμων διαχωρισμού της συνολικής επιφανειακής βροχόπτωσης σε καθεστώς convective και stratiform, υπολογίστηκε η κρίσιμη ένταση βροχόπτωσης, πάνω από την οποία αναμένεται η εκδήλωση επεισοδίων τύπου convective, καθώς επίσης και η συνεισφορά των δύο συστατικών ως προς το ολικό μέγεθος. Η μεθοδολογία αυτή εφαρμόστηκε τόσο με χρήση επίγειων δεδομένων σταθμών του Υδρολογικού Παρατηρητηρίου Αθηνών (Υ.Π.Α.), όσο και των δορυφορικών δεδομένων του προϊόντος TMPA 3B42 V7. Τα αποτελέσματα έδειξαν πως το ποσοστό της convective κατακρήμνισης φαίνεται να παραμένει σχετικά σταθερό για την υπό μελέτη περίοδο και να βρίσκεται κοντά στο 1/3 της συνολικής ετήσιας κατακρήμνισης. Αντίστοιχο συμπέρασμα προκύπτει και μέσω της χρήση των δορυφορικών δεδομένων, με τις ποσότητες που υπολογίζονται να κυμαίνονται σε κοντινές τιμές. Οι τιμές της κρίσιμης έντασης κάθε έτους, ωστόσο, παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις, όπως υπολογίζονται με βάση τα δύο διαφορετικά σύνολα δεδομένων. Εν γένει, παρατηρείται αβεβαιότητα ως προς τα τελικά αποτελέσματα με τη χρήση του TMPA 3B42 V7.

Abstract

In this research, the latest version 7 (V7) of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) product 3B42 is evaluated, using data from 34 rain gauge stations distributed over Greece. The evaluation aims to assess the capacity of the product in estimating observed precipitation amounts ($P_{obs} > 0$ mm). The validation process is conducted at five different temporal scales (3, 6, 12, 24 and 48 h) for the period 2009-2014. It is evident that, although there is a notable improvement in the accuracy of the estimates in higher temporal scales (e.g. the mean value of the efficiency coefficient index is approximately 300% higher in the 48 h temporal scale, compared with the 3 h scale), the product reliability is low in all cases. The satellite data systematically underestimate precipitation in lower temporal scales, while this tends to change in higher. In particular, the examination of the spatial distribution of bias shows that this underestimation turns into a slight overestimation over specific regions; those which are generally characterized by lower observed annual precipitation amounts (e.g. eastern mainland Greece, in contrast with western mainland Greece).

Furthermore, except for the quantitative evaluation of TMPA 3B42 V7 product, its potential use for classifying total annual precipitation into its convective and stratiform components is also examined. For this purpose, a classification algorithm is applied over the greater Athens area using ground observation and the satellite data separately for the 2009-2014 period. According to the methodology followed, an exponential distribution can be observed when cumulative precipitation is represented versus precipitation rate. The exponential term that describes this distribution can be associated with the stratiform component of precipitation, while the fluctuations are related to the convective component. The critical precipitation intensity (R_C), as well as, the percentages of convective (P_C) and stratiform (P_S) precipitation are calculated based on a computational process. The results obtained, using the two different datasets, show that P_C is almost constant along the examined period (close to 30% of total annual precipitation). On the other hand, the differences for the two datasets are higher, as far as R_C is concerned, with the mean absolute difference being approximately 7 mm/6 h in the six year period. Hence, further research is necessary.

Extended abstract

Introduction

Reliable estimates of the spatial precipitation distribution play a critical role in hydrologic modeling, hazards monitoring and forecasting. Satellite-based quantitative precipitation estimates (QPE) products are widely used for quantitative estimates of precipitation due to their global coverage and spatial continuity. However, the inherent error sources in satellite-based measurements (e.g., the spatiotemporal variation of the precipitation fields and the system errors in the instruments) have not yet been well understood (Chen et al., 2013). Therefore, characterizing the error structure of satellite-based precipitation products is recognized as a major issue for the usefulness of the estimates (Hong et al., 2006).

To this respect, the goal of this research work is firstly to evaluate the space borne Version 7 TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA 3B42) research product over the wider area of Greece using observed rain gauge data. The TMPA provides a 3 hr, gridded precipitation, gauge-adjusted, post-real-time product. This product has a spatial resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ within the global latitude range of 50N–50S. Version 7 of 3B42 (hereafter, 3B42 V7) is the latest version, which became available for the time period of 1998–present in late December 2012, and supersedes all previous versions. There are several studies which have also attempted to evaluate the 3B42 (Feidas, 2010; Αλεξοπούλου, 2010; Παπαθεοδοσίου, 2011; Katsanos et al., 2004) product over Greece, however all of them concern older versions of the TMPA algorithm.

In addition to the amount, the knowledge of the structure and characteristics of surface precipitation is equally important, and useful simulations or forecasts must be able to reproduce correctly the frequency and duration of events as well (Trenberth et al., 2003). The occurrence of precipitation in the form of convective and stratiform regimes is certainly one of the most important features. As outlined by Houze (1997), these two modes are the signature of distinct cloud dynamical processes that have important consequences on the atmospheric circulation. So, in addition to the quantitative evaluation of the TMPA 3B42 V7 precipitation estimates, its potential use for classifying total annual precipitation into convective and stratiform components is also examined. For this purpose, an algorithm proposed by Tremblay (2005) is applied over the wider Athens area using both observed rain gauge and the TMPA 3B42 V7 data. The result are finally compared.

Literature review

The TRMM mission and the TMPA 3B42 V7 product

The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), launched in late 1997, was a joint mission between National Aeronautics and Space Administration (NASA) of the United States and the Japan Aerospace Agency (JAXA). The first-time use of both active and passive microwave instruments and the processing, as well as its low inclination orbit (35°) made TRMM the world's foremost satellite for the study of precipitation and associated storms and climate processes in the tropics (NASA, 2011).

The objectives of TRMM were to measure rainfall and energy (i.e. latent heat of condensation) exchange of tropical and subtropical regions of the world. The primary rainfall instruments on the satellite were the TRMM Microwave Imager (TMI), the Precipitation Radar (PR), and the Visible and Infrared Radiometer System (VIRS). Additionally, the TRMM satellite carried the Lightning Imaging Sensor (LIS) and the Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES); CERES was operative only for a small period over the 17 years of the mission, due to an electronic failure (NASA, 2007).

The TMPA 3B42 V7 estimates were produced in four stages; (1) the microwave estimates of precipitation from TRMM and other satellites were calibrated and combined, (2) infrared precipitation estimates were created using the calibrated microwave precipitation, (3) the microwave and IR estimates were obtained on a 3-hourly 0.25° grid resolution, and (4) rain gauge data were incorporated (Huffman et al., 2006).

The TRMM satellite reentered the Earth's atmosphere on 17 June 2015, and whatever debris survived landed in the southern Indian Ocean well west of Australia. The terminal phase began when fuel was exhausted in July 2014. On 7 October 2014, the satellite descended to an altitude that precluded useful TRMM Precipitation Radar data, with a brief revival as TRMM descended past the original altitude of 350 km. Meanwhile, the TRMM Microwave Imager (TMI) continued to function with slowly changing characteristics until it was shut down on 8 April 2015 as part of the decommissioning, or "passivation" of the satellite. The actual demise of TRMM was not the substantive issue for the TMPA and TMPA-RT. In fact, the products are expected to run until the mid-2017 timeframe (Huffman, 2015).

Convective and stratiform classification method

Tremblay (2005) analyzed a subset of surface precipitation data from World Meteorological Organization (WMO) and found, according to a good based theory about growing ice particles (Tremblay et al., 1995; Tremblay and Glazer, 2000), that cumulative precipitation versus precipitation intensity distribution follows a near exponential law but with anomalies. Regarding

high precipitation rates, the anomalies deviated from the distribution were related to convective systems. This exponential law is always satisfied for any selected period, as shown at the figure below.

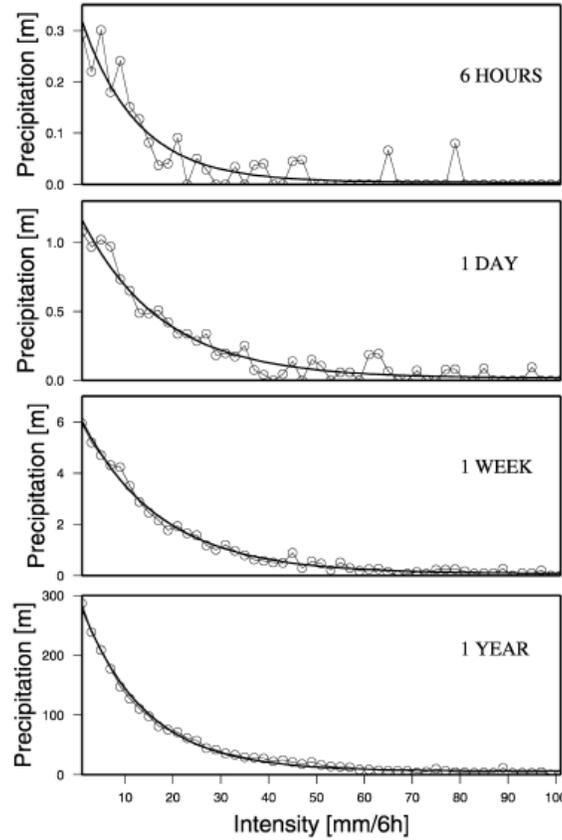


Fig. 1: Distribution of cumulative precipitation versus precipitation intensity for different time periods [Tremblay, 2005].

The figure suggests that total precipitation $P(R)$ can be decomposed as:

$$P(R) = A(t)e^{-b(t)R} + p'' \quad (1)$$

where $A(t)$ and $b(t)$ are time-dependent parameters and R is precipitation intensity. In general, the exponential component in (1) dominates for small rates and can be related to stratiform precipitation, while p'' is more important for large intensities and it can be linked to convective precipitation.

Based on the results of Tremblay's (2005) study, Ruiz-Leo et al. (2011) proposed a methodology for classifying total precipitation at a regional scale. For determining both convective and stratiform precipitation components, a suitable exponential function, as (1) was used. After a computation process, critical precipitation intensity (so-called R_C) was obtained for each year and season of the 1998-2008 studied period. Every precipitation episode in Levante region, where the

study took place, was classified into prevailing convective or stratiform regime according to the threshold value defined by R_c .

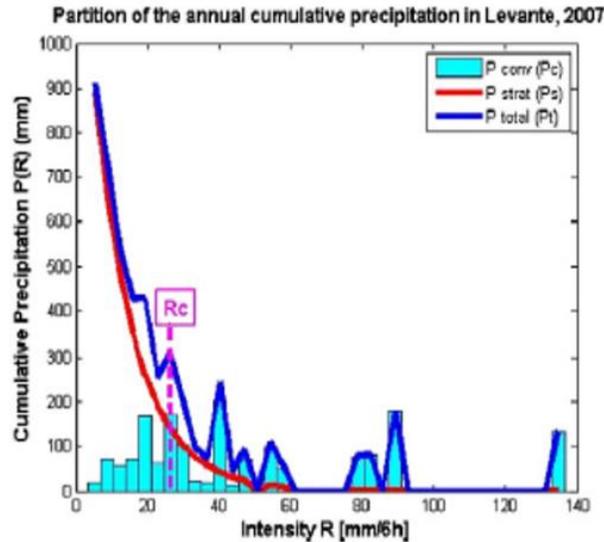


Fig. 2: Obtaining R_c for Eastern Iberian Peninsula [Ruiz-Leo et al., 2011].

Methodology

Evaluation of the TMPA 3B42 V7 product

Evaluation of the product was performed in two main stages. The first one is the statistical analysis, at which a comparison between the satellite and observed rain gauge data took place. The second is the study of the spatial distribution of the performance indicators adapted, over the area of Greece. Validation was conducted in five different temporal scales separately; the 3 h, 6 h, 12 h, 24 h and 48 h temporal scales and for a period of six years (2009-2014). Only time intervals at which observed precipitation was greater than zero (i.e. non-zero values, $P_{obs} > 0$ mm) were examined.

The necessary rain gauge timeseries data was acquired by three different sources; the Hellenic National Meteorological Service (HNMS), the National Observatory of Athens (NOA) and the Hydrological Observatory of Athens (HOA), a network that belongs to the National Technical University of Athens (NTUA). In particular, data from 34 stations were used; 15 meteorological stations of the HNMS network, 15 stations of the NOA network and 4 of the HOA network.

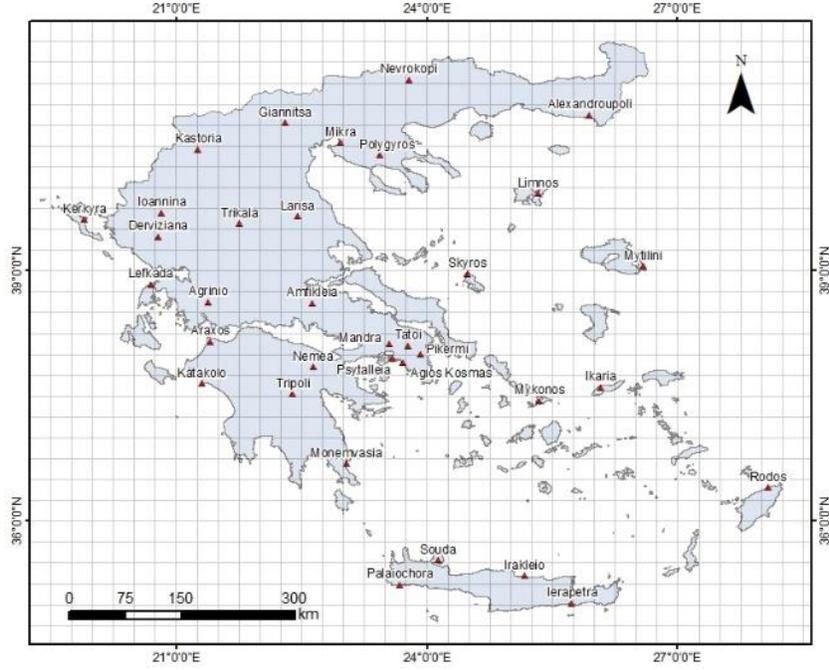


Fig. 3: The TRMM 0.25°x0.25° grid over Greece and rain gauge stations used are presented.

The first step of the analysis was to extract the time series for the four grid points closest to each of the 34 examined stations and to estimate a modelled time series for each station. A technique for making inferences at small regional scales from coarser model scales based on grid points was firstly used for the validation of climate models by Koutsoyiannis et al. (2008) and was adapted by other researchers for a similar purpose (Tsaknias et al., 2011; Αλεξοπούλου, 2010; Παπαθεοδοσίου, 2011). This technique was applied here as well. More specifically, the time series of all four closest grid points were used and the modelled time series for each station location were produced, based on the best linear unbiased estimation (BLUE) i.e. by optimizing the weight coefficients $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \lambda_4$ (assuming no negative values for physical consistency and $\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 + \lambda_4 = 1$) in a linear relationship $\tilde{S} = \lambda_1 S_1 + \lambda_2 S_2 + \lambda_3 S_3 + \lambda_4 S_4$, where \tilde{S} is the best linear estimate of the historical value x (i.e. $\tilde{S} - S$ is the prediction error), and S_1, S_2, S_3 and S_4 are the model outputs for the four closest grid points. Optimization was done on the basis of the coefficient of efficiency:

$$Eff = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\tilde{S}_i - G_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\tilde{S}_i - \bar{G})^2} \quad (1)$$

The performance indicators of the TMPA 3B42 V7 estimates used in this study were the linear correlation coefficient (R), the bias (Bias), the square root of mean square error (RMSE), the mean absolute error (MAE), and the efficiency coefficient (Eff). These quantities were calculated over each rain gauge location and for all temporal scales (3, 6, 12, 24 and 48 h). Furthermore, the Hit

Rate, which is the fraction of observed events that are correctly predicted, was also calculated. Hit Rate is also known as the Probability of Detection (POD). It ranges from zero (0), when the detection is poor, to one (1) when it is excellent.

Finally, surfaces showing the spatial distribution of the performance indicators' values were constructed. This procedure took place in ArcGIS environment, using the Kriging interpolation method (Fig. 8 – 13).

Classification of total precipitation

With the aim of investigating the potential use of the TMPA 3B42 V7 product for classifying total precipitation into its stratiform and convective components, the algorithm proposed by Tremblay (2005) was applied in the Attica region, using both the precipitation timeseries of both the eight HOA rain gauge stations and the eight grid cells of the TMPA 3B42 V7 product shown in Fig. 4. The time period was again the 2009-2014 six year period.

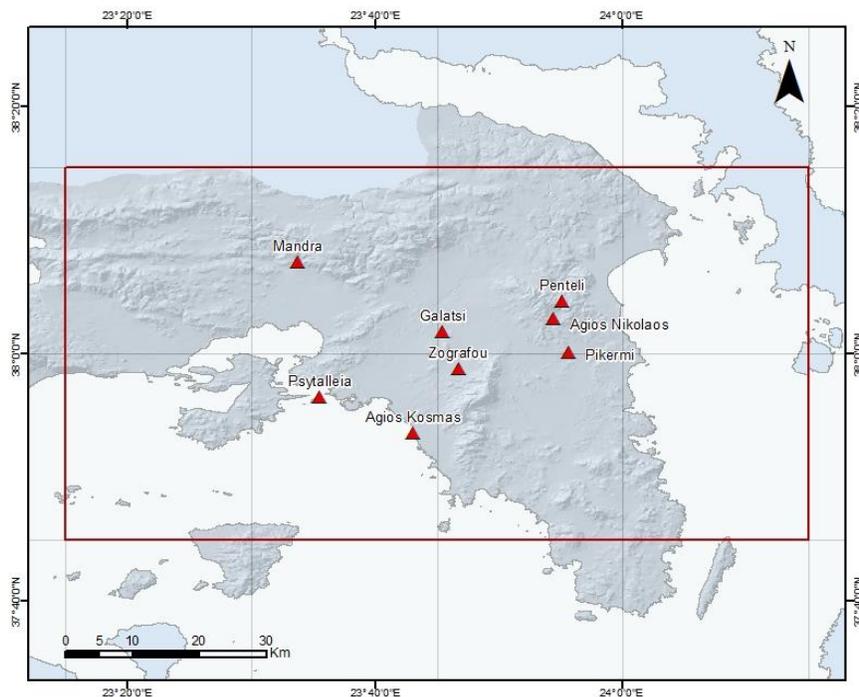


Fig. 4: Rain gauge network and TMM grid cells over Athens.

First algorithm: exponential adjustment

The condition that the exponential function passes through the minimum values was imposed, in order to avoid negative fluctuations, as required. Therefore, it was necessary to select a precipitation intensity (mm/6 h) class interval that creates a cumulative precipitation distribution without too many anomalies. A good adjustment would not be possible in case of a distribution with many local minimum values. In addition, the chosen curve should accomplish the

commitment of having few variations and not being too smooth to keep information on the amount of convective precipitation, so as not to underestimate it (Ruiz-Leo et al., 2011).

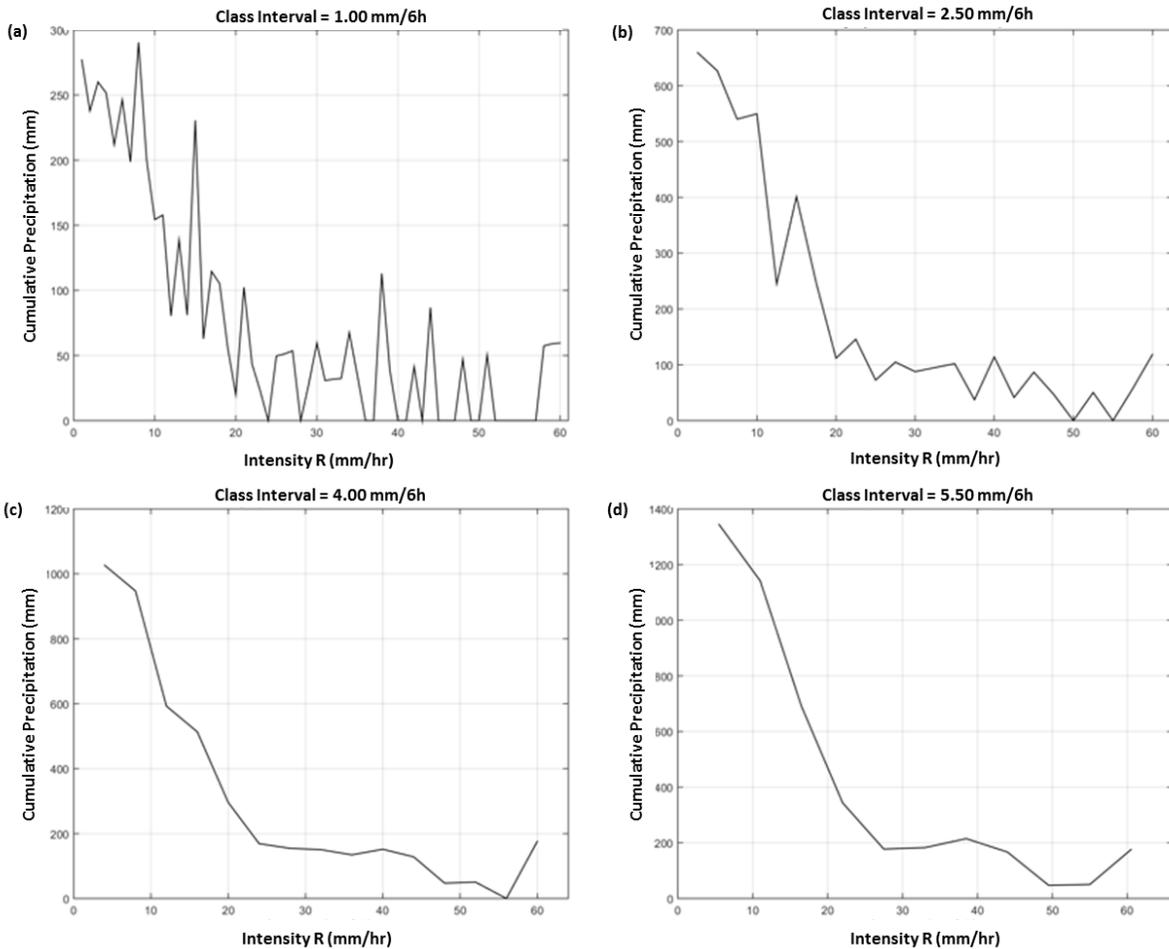


Fig. 5: Distribution of the cumulative precipitation in Attica area, as calculated using observed data, during 2011. The class intervals examined are: a) 1.5, b) 2.5, c) 4, and d) 5.5 mm/6 h.

In the case of Fig. 5 and based on the condition described above, the appropriate interval is 2.50 mm/6 h. The same procedure was followed using both the observed and in the TRMM data separately for each year.

After that, an algorithm was designed in order to identify the minimum values of the cumulative precipitation curve. The fitted exponential curve should pass through these minimum values detected, never above them, to avoid obtaining unrealistic values of precipitation (Ruiz-Leo et al., 2011).

Second algorithm: obtaining R_C

The next step was to obtain the critical intensity, R_C . This parameter is the threshold value which allows to classify precipitation into convective or stratiform prevailing regimes. According to Tremblay (2005), the optimum R_C value clearly separates two regions in the adjustment; the area on the left of the critical value where the stratiform component exceeds the convective amount ($P_S > P_C$) and the area on the right side of the threshold R_C , where convective regime is dominant ($P_S < P_C$).

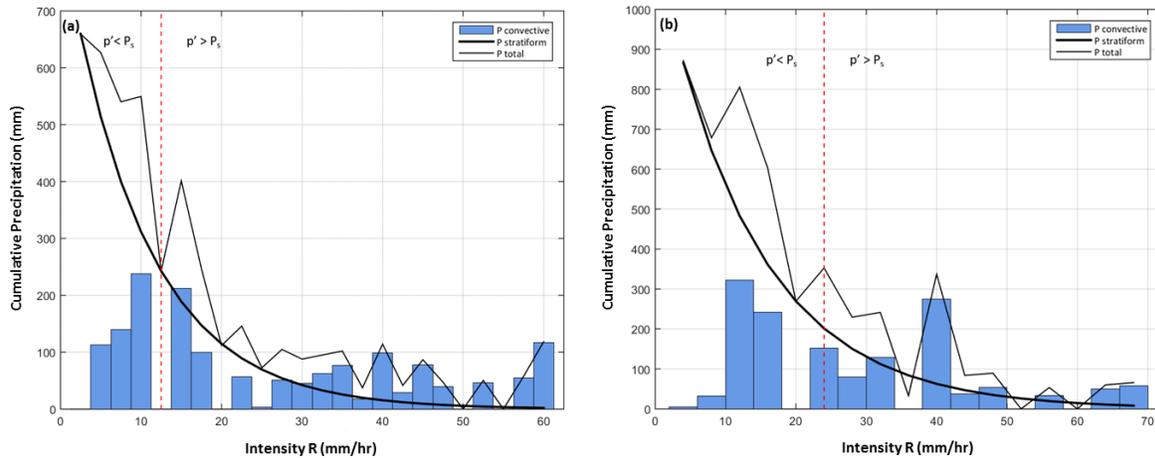


Fig. 6: Exponential adjustment and critical intensity, R_C (red dash line) calculated using a) rain gauge and b) the TMPA 3B42 V7 data.

The stratiform component (P_S) was subtracted from the total precipitation (P), obtaining the convective component (P_C) as a result (Fig. 6).

Results

Evaluation of the TMPA 3B42 V7 product

Based on the statistical analysis of the results, it can be shown that there is a notable improvement in the accuracy of the TMPA 3B42 V7 product in higher temporal scales (e.g. Eff is $\sim 300\%$ higher in the 48 h than in the 3 h scale). Nevertheless, estimations are not reliable even in the 48 h analysis temporal scale. The mean value of Eff is negative for the 3 h and 6 h and positive (but close to zero) for the rest. The highest value of Eff (corresponding to the 48 h scale) is approximately 0.27, which is obviously low.

The same applies for the linear correlation index (R). More specifically, the mean index values are equal to 0.302, 0.412, 0.496, 0.554 and 0.606 for the 3, 6, 12, 24 and 48 h scales respectively.

The mean Bias of the product is negative in all cases, which shows an underestimation of the precipitation amount over Greece. While the values for the 3 h and 48 h are $\sim -26\%$ and $\sim -1\%$ respectively, the significantly higher (as an absolute value) MAE (118% - 83%) and RMSE (238%-140%) indices show that the primal source of the unreliability is related to random errors, rather than the systematic ones. Lastly, the mean probabilities of detection are 0.344, 0.452, 0.57, 0.681 and 0.786 for the 3, 6, 12, 24 and 48 h temporal scales respectively.

By examining the mean Bias spatial distribution (Fig. 7), the notable underestimation mentioned above can be observed. However, in coarser time scales, this underestimation decreases and in many cases, the product turns to overestimate precipitation (the values of Bias become positive, but close to zero). In particular, in areas with generally higher annual precipitation amounts (e.g. western mainland Greece) the product underestimates precipitation and overestimates it in areas with lower annual amounts (e.g. eastern mainland Greece). However, a similar pattern is not noticed in the values of the rest of the indicators (Fig. 8-12). In general, the high results, as far as the majority of the calculated quantities are concerned, can be observed over northwestern mainland Greece, Attica, eastern Thrace and in some island located at the eastern part of the country, contrary to the results over Crete (especially over Chania), central Greece and in the eastern part of Macedonia (northern Greece).

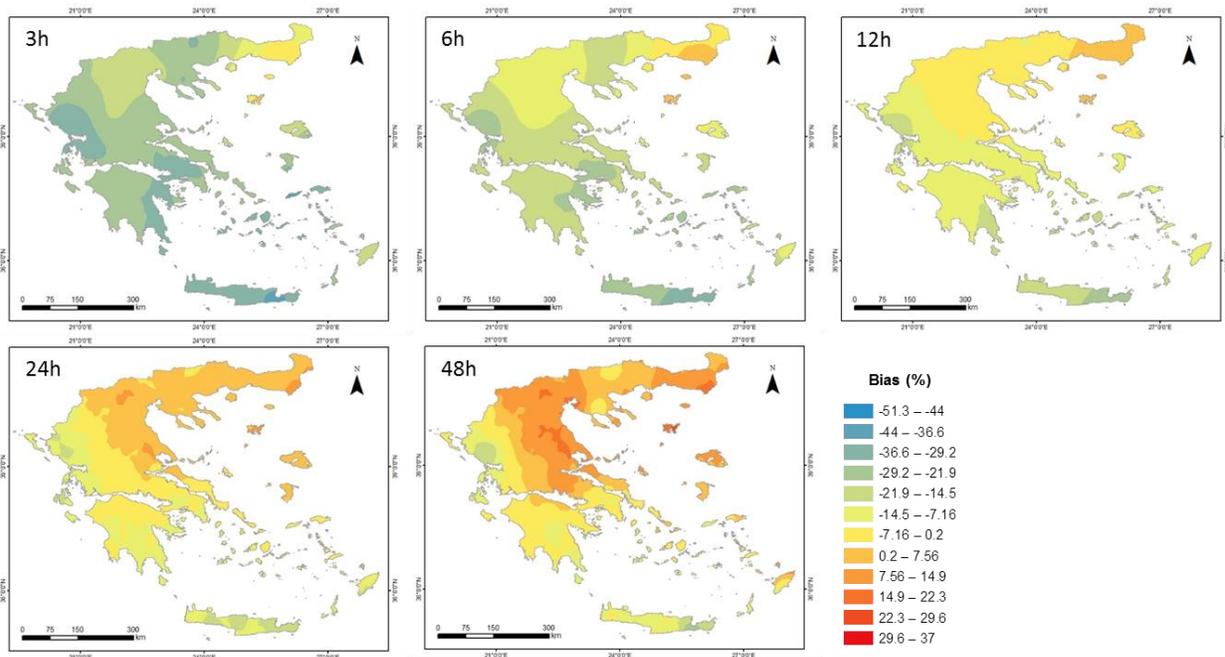


Fig. 7: Eff distribution over Greece for the five different analysis temporal scales.

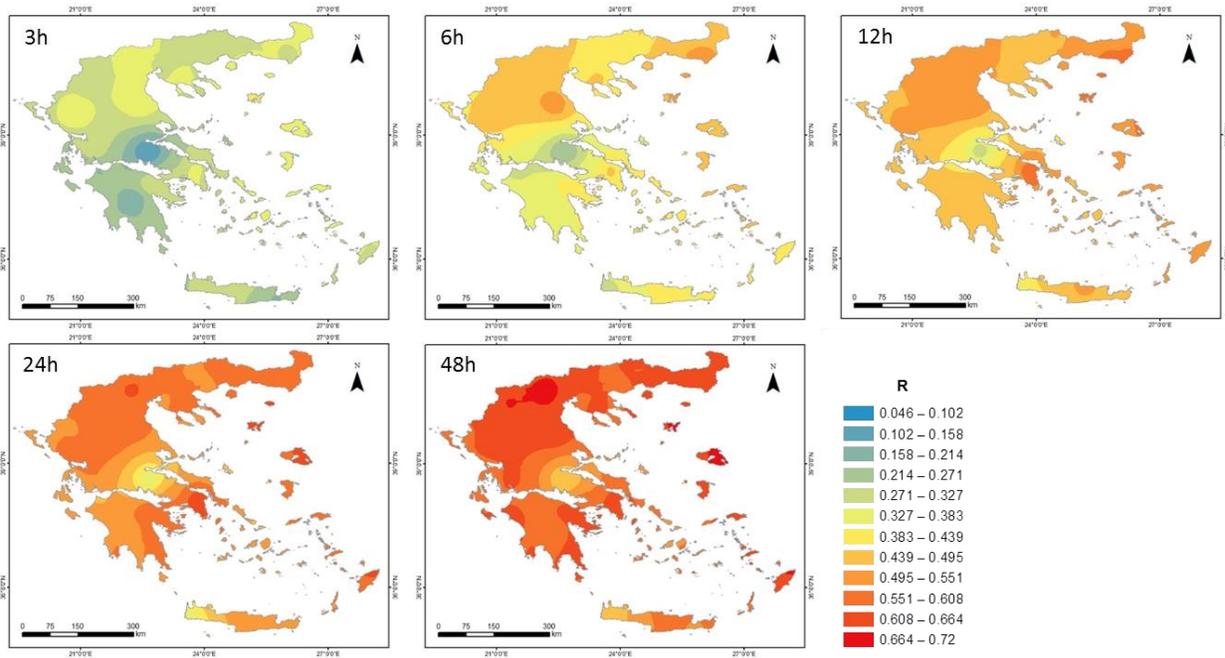


Fig. 8: R distribution over Greece for the five different analysis temporal scales.

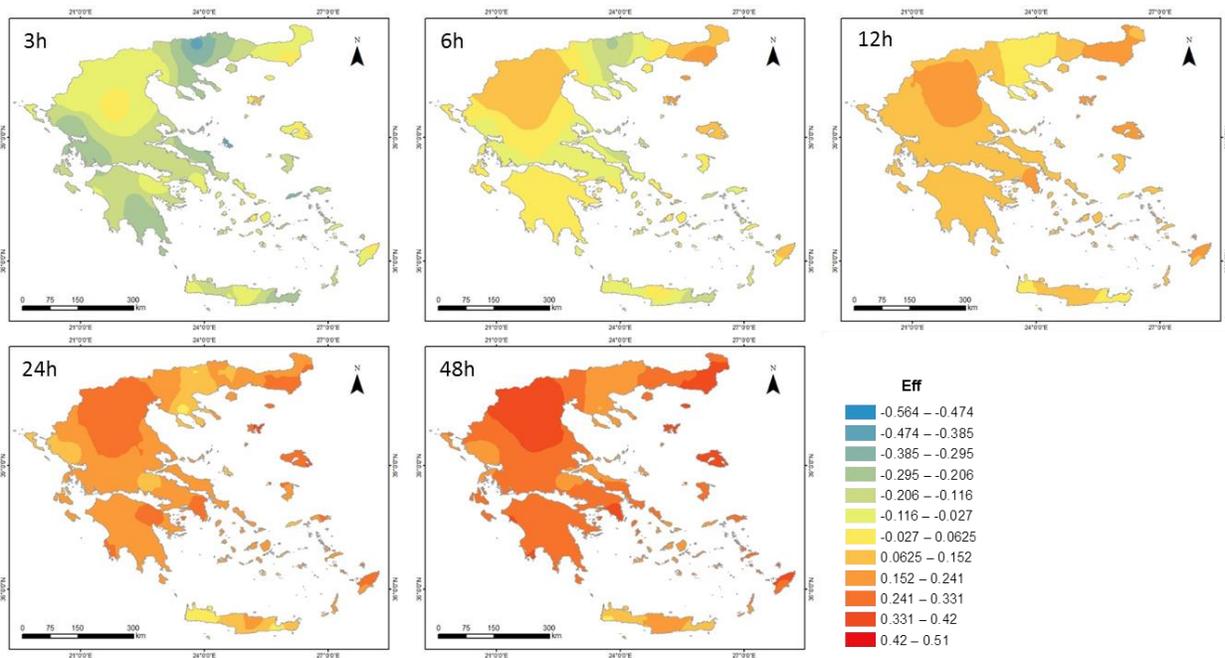


Fig. 9: Bias (%) distribution over Greece in five different analysis temporal scales.

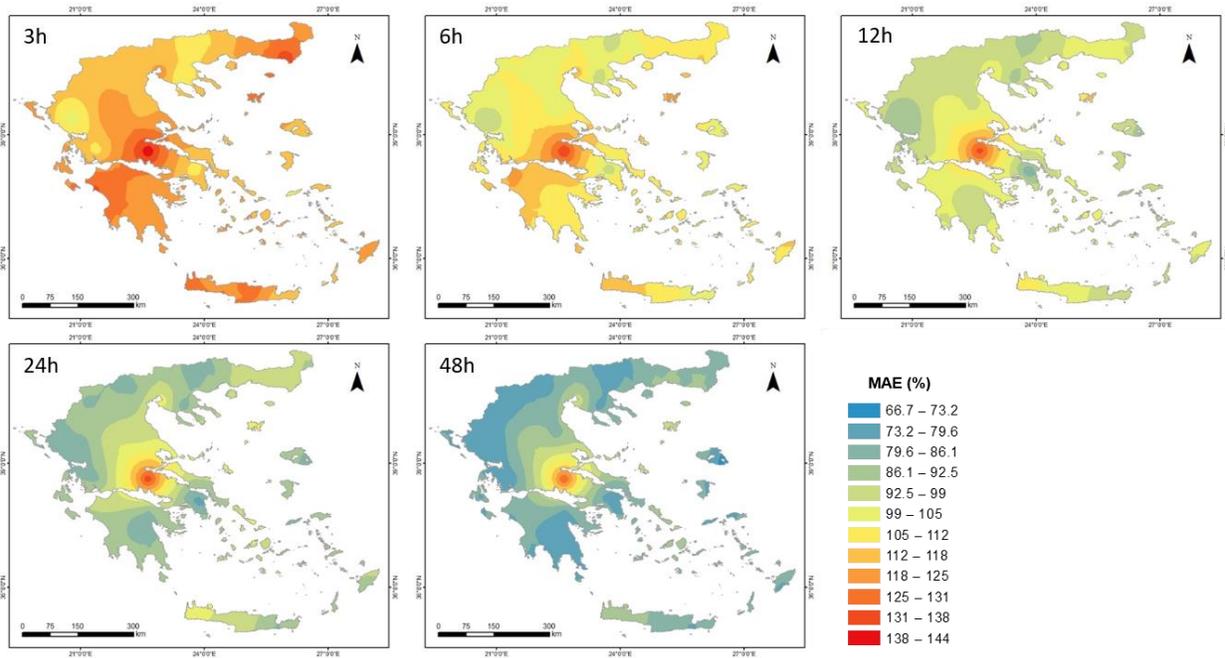


Fig. 10: MAE (%) distribution over Greece for the five different analysis temporal scales.

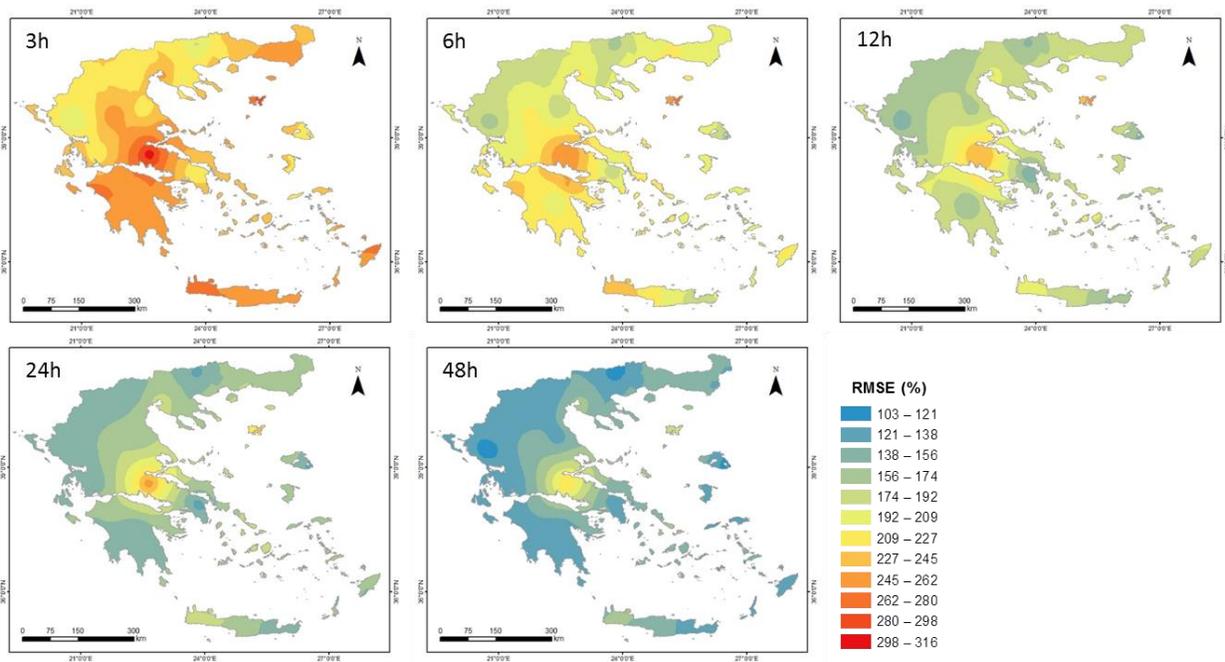


Fig. 11: RMSE (%) distribution over Greece in five different analysis temporal scales.

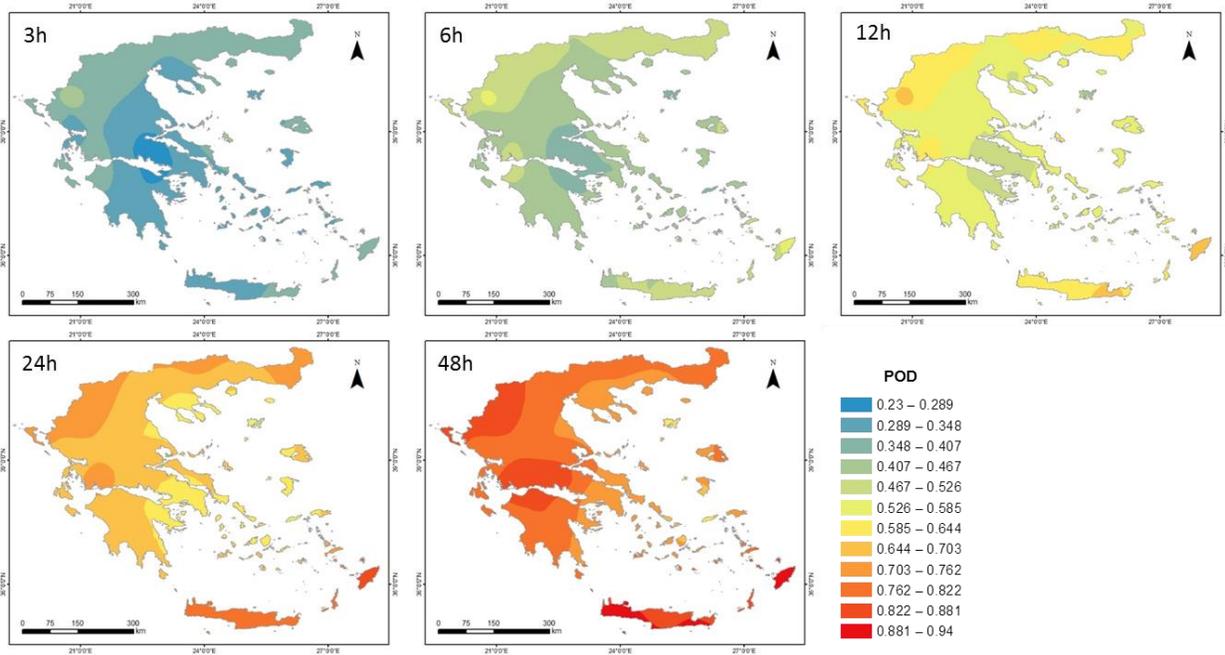


Fig. 12: POD distribution over Greece for the five different analysis temporal scales.

Classification of total precipitation

The results obtained from the application of the classification algorithm using the two different datasets are presented in Table 1. In general, the percentage of convective precipitation is almost constant along the whole period ($\sim 30\%$ of total precipitation each year). In addition, the differences in P_c (Fig. 14), as calculated using the observed and the TRMM data, are low in all cases except for year 2009, due to the shape of the TMPA 3B42 V7 distribution and the corresponding unsatisfactory fitting.

Table 1: Critical Intensity (R_c), percentage of convective (P_c) and stratiform (P_s) precipitation per year. ‘Obs’ corresponds to ground observation data while ‘TRMM’ corresponds to the 3B42 V7 data.

Year	R_c (mm/6h)		P_c (%)		P_s (%)	
	Obs.	TRMM	Obs.	TRMM	Obs.	TRMM
2009	18	2	27.927	51.609	72.073	48.391
2010	9	17.5	37.426	29.462	62.574	70.538
2011	12.5	24	34.775	30.752	65.225	69.248
2012	20	17.5	27.601	35.663	72.399	64.337
2013	17.5	16	27.393	35.794	72.607	64.206
2014	18	14	29.286	33.947	70.714	66.053
Mean Values	15.833	15.167	30.735	36.204	69.265	63.796

On the other hand, there is a notable deviation in the R_C values of each year ($R_{C,Obs}$. ranges between 9 mm/6h and 20 mm/6h). Furthermore, significant differences between $R_{C,Obs}$ and $R_{C,TRMM}$ can be noted in most of the years (Fig. 14).

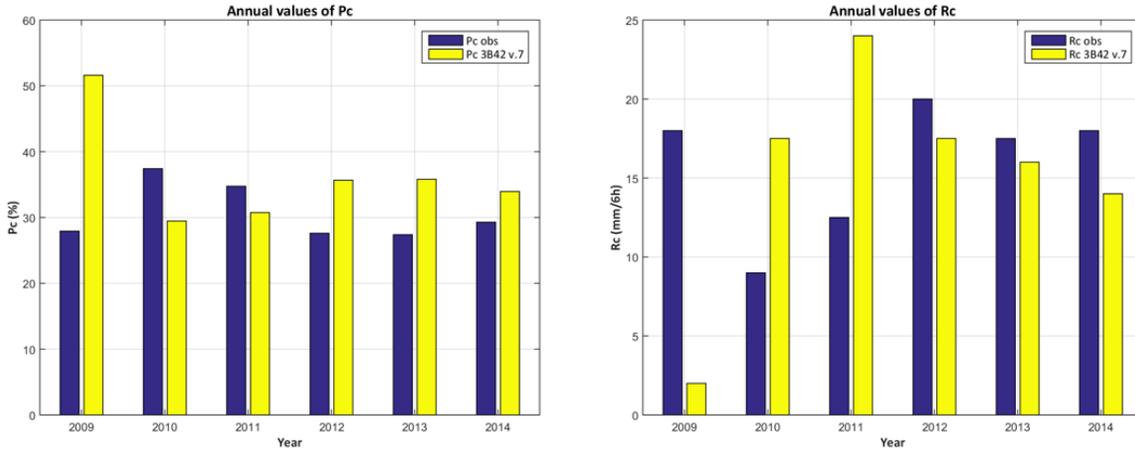


Fig. 13: Annual values of P_C (left) and R_C (right) as calculated using observed and the TMPA 3B42 V7 data.

Conclusions

The main findings of this study are summarized as follows:

Evaluation of the TMPA 3B42 V7 product

- There is a significant improvement in the quality of the TMPA 3B42 V7 estimates when the analysis is conducted in higher temporal scales (e.g. in the 48 h compared with the 3 h scale).
- In all temporal scales examined, the reliability of the product is low (even in the 48 h temporal scale).
- The product systematically tends to underestimate precipitation amount ($Bias < 0$) in lower temporal scales. However, this underestimation can turn into an overestimation ($Bias > 0$) in higher scales over specific regions; especially those which are characterized by lower annual precipitation amounts (e.g. eastern mainland Greece, contrary to western mainland Greece).

Classification of total precipitation

- The relation between cumulative precipitation (mm) and precipitation intensity (mm/6 hours) over the greater Athens area can be adequately described by the equation $P(R) = A(t)e^{-b(t)R} + p$, at which the exponential term is related with the stratiform component

and p'' is linked to the convective component of precipitation. This also applies for the majority of the distributions calculated using the TMPA 3B42 V7 estimates (except for year 2009).

- The percentage of annual convective precipitation (P_C) was found to be almost constant along the six year study period, as estimated using both ground observations and the TMPA 3B42 V7 data.
- Critical precipitation intensity (R_C) values vary along the six year period. Furthermore, there are notable differences in the values of R_C for the two different datasets.
- Overall, there are some promising results concerning the potential use of the satellite product for the classification of total precipitation into its convective and stratiform components via the examined algorithm. However, further research is required.

Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή

1.1 Αντικείμενο της εργασίας

Η ύπαρξη δεδομένων κατακρήμνισης υψηλής αξιοπιστίας και μεγάλης χωρικής και χρονικής κάλυψης κρίνεται θεμελιώδους σημασίας για την αποτελεσματική διαχείριση των υδατικών πόρων, τη βελτίωση των μοντέλων μετεωρολογικής πρόγνωσης, αλλά και για της μελέτη της κλιματικής διακύμανσης σε τοπικό και παγκόσμιο επίπεδο. Παραδοσιακά, η μέτρηση της βροχόπτωσης γίνεται με τη χρήση βροχομέτρων που παρέχουν σημειακές μετρήσεις της κατακρήμνισης. Ωστόσο, οι σημειακές αυτές μετρήσεις δεν είναι σε θέση να αποδώσουν με ακρίβεια τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης, δεδομένης της έντονης μεταβλητότητας που αυτή παρουσιάζει, σε συνδυασμό με την ανεπαρκή χωρική κάλυψη των σταθμών που συνήθως παρατηρείται – ειδικά σε δυσπρόσιτες περιοχές.

Έτσι, λοιπόν, τα βροχομετρικά δεδομένα που παρέχονται από μετρήσεις μετεωρολογικών δορυφόρων γίνονται όλο και πιο ελκυστικά, αφενός διότι παρέχουν πλήρη χωρική και χρονική κάλυψη, ακόμα και σε περιοχές που η μέτρηση με τις επίγειες μεθόδους δεν είναι εφικτή και αφετέρου διότι είναι ελεύθερα προσβάσιμα στο διαδίκτυο. Επειδή όμως δεν αποτελούν απευθείας μετρήσεις της βροχόπτωσης, αλλά εκτιμήσεις αυτής, η ακρίβειά τους είναι αμφιλεγόμενη. Έτσι, λοιπόν, η αξιολόγησή τους είναι ιδιαίτερα σημαντική και έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας σε αρκετές μελέτες παγκοσμίως.

Παρότι σε αρκετές έχει επιχειρηθεί η αξιολόγηση διαφόρων προϊόντων του TRMM, η συντριπτική πλειονότητα έχει να κάνει με αναλύσεις σε αδρή χρονική κλίμακα (π.χ. μήνα ή και μεγαλύτερη). Στην Ελλάδα ειδικότερα, ο Παπαθεοδοσίου (2011) επιχείρησε μία πρώτη αξιολόγηση του δορυφορικού προϊόντος TRMM 3B42 στη λεπτή κλίμακα των τριών ωρών. Ωστόσο, η εργασία αυτή αφορά παλαιότερη έκδοση του αλγορίθμου, και όχι τη νεότερη, η οποία και για πρώτη φορά δόθηκε στο κοινό το Δεκέμβριο του 2012.

Σκοπός, λοιπόν, της παρούσας εργασίας είναι αρχικά η αξιολόγηση της αξιοπιστίας του δορυφορικού προϊόντος TRMM 3B42 V7 για την εκτίμηση της βροχόπτωσης σε λεπτή χρονική κλίμακα. Η διερεύνηση αφορά αποκλειστικά διαστήματα στα οποία υπάρχει καταγεγραμμένη βροχόπτωση. Αυτό συμβαίνει, καθώς στη λεπτή χρονική κλίμακα αξία έχει κυρίως να προσδιοριστεί το κατά πόσο, αλλά και σε ποιο βαθμό, μπορεί να εκτιμηθεί το μέγεθος της μεταβλητής. Η πληροφορία αυτή μπορεί να αποδειχθεί χρήσιμη σε διάφορες εφαρμογές που αφορούν ζητήματα διαχείρισης υδατικών πόρων και ανάπτυξης μοντέλων βροχής απορροής, στα οποία και απαιτείται η γνώση της βροχόπτωσης σε τόσο λεπτή χρονική κλίμακα. Με βάση το σκεπτικό αυτό, η διερεύνηση πραγματοποιήθηκε σε διαφορετικές κλίμακες και συγκεκριμένα σε αυτές των 3, 6, 12, 24 και 48 h, ώστε να διαπιστωθεί εάν σε κάποια από αυτές τα δεδομένα

μπορούν να θεωρηθούν αξιόπιστα και το βαθμό στον οποίο μπορεί να συμβεί αυτό. Προφανώς, η έρευνα πρέπει να συνεχιστεί και στο μέλλον με αντίστοιχες εργασίες, αφενός επειδή οι δορυφορικές τεχνολογίες συνεχώς αναβαθμίζονται – με χαρακτηριστικό παράδειγμα τη νέα αποστολή GPM (Global Precipitation Mission) της NASA – και αφετέρου αφού οι επίγειοι μετεωρολογικοί σταθμοί συνεχώς αυξάνονται σε αριθμό.

Εξίσου σημαντικό ζήτημα με την εκτίμηση του συνολικού ποσού της βροχής, ωστόσο, είναι και ο προσδιορισμός των κύριων χαρακτηριστικών αυτής – ιδίως για τον κλάδο της μετεωρολογίας – όπως για παράδειγμα της διάρκειας και της συχνότητας των γεγονότων. Το καθεστώς stratiform ή convective, τα οποία συνδέονται με την ύπαρξη νεφών οριζόντιας και κατακόρυφης ανάπτυξης αντίστοιχα, είναι αναμφίβολα ένα από τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά. Όπως επισήμανε ο Houze (1997), αυτά τα δύο μοντέλα είναι ουσιαστικά η υπογραφή διακριτών δυναμικών διαδικασιών που λαμβάνουν χώρα στα νέφη και έχουν εξαιρετικά μεγάλη σημασία στις επιπτώσεις αναφορικά με την ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Η λογική για το διαχωρισμό των δύο αυτών καθεστώτων έχει αναγνωριστεί εδώ και χρόνια (Simpson et al., 1998).

Στο δεύτερο σκέλος της εργασίας, λοιπόν, επιχειρείται η διάκριση του πεδίου βροχόπτωσης σε καθεστώς stratiform και convective και η αξιοποίηση του προϊόντος TRMM 3B42 V7 για τον ίδιο στόχο. Ο Tremblay (2005), ανέπτυξε μια μεθοδολογία για το σκοπό αυτό, μελετώντας το παγκόσμιο πεδίο βροχόπτωσης. Η συγκεκριμένη μεθοδολογία, χρησιμοποιήθηκε ως βάση από τους Ruiz-Leo et al. (2011) για τον επιμερισμό της συνολικής βροχόπτωσης σε τοπικό επίπεδο και συγκεκριμένα στην περιοχή του Λεβάντε στην Ισπανία. Στην εργασία αυτή, επιχειρείται η εφαρμογή της ίδιας μεθοδολογίας και η ανάπτυξη του αντίστοιχου αλγορίθμου, για την περιοχή της Αττικής, αλλά και η διερεύνηση αξιοποίησης των δορυφορικών δεδομένων για το σκοπό του επιμερισμού της βροχόπτωσης. Η βασική ιδέα είναι πως ενδεχόμενα ενθαρρυντικά αποτελέσματα, θα μπορούσαν πιθανώς να καταστήσουν το προϊόν 3B42 V7 αξιοποιήσιμο για τη διάκριση της βροχόπτωσης σε καθεστώς convective και stratiform, και σε άλλες περιοχές στις οποίες δεν υπάρχει κάλυψη από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς. Χαρακτηριστικό τέτοιο παράδειγμα, αποτελεί η ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, στην οποία η βροχόπτωση τύπου convective συνιστά βασικό χαρακτηριστικό και υπάρχει, όπως είναι λογικό, απουσία δεδομένων από συμβατικούς σταθμούς πάνω από τη θάλασσα. Βασική ιδιότητα του συγκεκριμένου προϊόντος, η οποία και το καθιστά ενδεχομένως αξιοποιήσιμο για το σκοπό αυτό, είναι η λεπτή χρονική κλίμακα που προσφέρει η οποία επιτρέπει τη χρήση του για τη μελέτη της βροχόπτωσης σε επίπεδο επεισοδίου.

1.2 Διάρθρωση της εργασίας

Το τεύχος χωρίζεται σε έξι Κεφάλαια, εκ των οποίων το πρώτο είναι το παρόν (Εισαγωγή).

Στο Κεφάλαιο 2, παρουσιάζεται μια γενική βιβλιογραφική επισκόπηση. Αρχικά γίνεται μια σύντομη αναφορά στις μεθόδους μέτρησης της κατακρήμνισης, που χρησιμοποιούνται, με ιδιαίτερη έμφαση στους μετεωρολογικούς δορυφόρους και συγκεκριμένα στον TRMM. Το ιστορικό της αποστολής και τα βασικά χαρακτηριστικά του δορυφόρου και των διαφόρων προϊόντων αυτού παρουσιάζονται αναλυτικά. Επιπρόσθετα, στο ίδιο κεφάλαιο αναφέρονται γενικά στοιχεία για τη διάκριση της βροχόπτωσης σε καθεστώς convective και stratiform και αναλύονται οι μεθοδολογίες στις οποίες στηρίχθηκε η παρούσα εργασία.

Στο Κεφάλαιο 3, παρουσιάζονται τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν και αναπτύσσεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για το πρώτο σκέλος της μελέτης, δηλαδή για την αξιολόγηση του δορυφορικού προϊόντος TRMM 3B42 V7 ως προς την ποσότητα της εκτιμώμενης βροχόπτωσης. Στο τέλος του κεφαλαίου, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν μέσω κατάλληλων διαγραμμάτων και χαρτών.

Στο Κεφάλαιο 4 αναπτύσσεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για τη διάκριση της βροχόπτωσης, πάνω από την περιοχή της Αττικής, σε καθεστώς convective και stratiform με χρήση τόσο επίγειων δεδομένων από συμβατικούς σταθμούς, όσο και του προϊόντος 3B42 V7. Έπειτα, παρουσιάζονται και σχολιάζονται τα αποτελέσματα.

Στο κεφάλαιο 5 συνοψίζονται τα βασικότερα συμπεράσματα που προέκυψαν, για καθένα από τα δύο σκέλη της μελέτης.

Στο Παράρτημα παρατίθενται τα διαγράμματα με τα κριτήρια επίδοσης του προϊόντος TRMM 3B42 V7 για καθένα σταθμό που χρησιμοποιήθηκε στην εργασία.

Κεφάλαιο 2. Βιβλιογραφική επισκόπηση

2.1 Εισαγωγικά

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται η βιβλιογραφική επισκόπηση της εργασίας. Αρχικά γίνεται μια γενική αναφορά στις μεθόδους μέτρησης της βροχόπτωσης που χρησιμοποιούνται σήμερα, με ιδιαίτερη έμφαση στη χρήση των δορυφόρων και ιδιαίτερα στην αποστολή TRMM. Συγκεκριμένα, παρουσιάζεται το ιστορικό της αποστολής, τα χαρακτηριστικά του δορυφόρου, συμπεριλαμβανομένων των χαρακτηριστικών της τροχιάς αυτού και των οργάνων που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της βροχόπτωσης και τέλος αναφέρονται τα διάφορα προϊόντα που παρέχονται και προέρχονται από την επεξεργασία των δορυφορικών μετρήσεων. Ιδιαίτερη έμφαση δίδεται στο προϊόν 3B42, η αξιοπιστία του οποίου και αξιολογείται στην παρούσα εργασία.

Στη δεύτερη ενότητα, παρουσιάζονται αναλυτικά οι μεθοδολογίες και τα αποτελέσματα των μελετών, στις οποίες και βασίζεται η διάκριση της βροχόπτωσης σε καθεστώς convective και stratiform. Συγκεκριμένα, παρουσιάζεται η ανάλυση του Tremblay (2005), ο οποίος και θεμελίωσε τη συγκεκριμένη μεθοδολογία και τον αλγόριθμο διαχωρισμού καθώς επίσης και η ανάλυση των Ruiz-Leo et al. (2011), οι οποίοι χρησιμοποίησαν τη μεθοδολογία αυτή σε επίπεδο περιοχής μελέτης.

2.1 Μέτρηση βροχόπτωσης

Το πρώτο μετεωρολογικό στοιχείο που μετρήθηκε από τον άνθρωπο είναι κατά πάσα πιθανότητα η βροχή. Η παλαιότερη και μακρύτερη περίοδος καταγραφής αναφέρεται στην Αίγυπτο στον ποταμό Νείλο περίπου στα 980. Στην Ελλάδα, το μακρύτερο μήκος καταγραφής αφορά στα δεδομένα του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών από το 1870 περίπου (Μπαλτάς, 2013).

Η μέτρηση της βροχόπτωσης, όμως, ακόμα και σήμερα αποτελεί ένα ιδιαίτερα σύνθετο αντικείμενο που ερευνάται εκτεταμένα παγκοσμίως. Το γεγονός αυτό, οφείλεται κυρίως στην έντονη μεταβλητότητα που χαρακτηρίζει το φαινόμενο και η οποία έχει αναγνωριστεί σαν ένας από τους κύριους λόγους αβεβαιότητας στις υδρολογικές εφαρμογές (Droegemeier et al., 2000). Η αντιμετώπιση αυτού του εγγενούς προβλήματος απαιτεί την ανεύρεση μεθοδολογιών έτσι ώστε τα διάφορα προϊόντα από τα οποία λαμβάνεται η βροχόπτωση να καταστούν πιο αξιόπιστα.

Σε αυτή την κατεύθυνση, οι συμβατικοί επίγειοι βροχομετρικοί σταθμοί, οι οποίοι απευθείας μετρούν τη βροχόπτωση, αποτελούν το σύννηθες πλέον εργαλείο, χωρίς ωστόσο να μπορούν να

απεικονίσουν με ακρίβεια τη χωρική κατανομή της (Huff, 1970). Ένα άλλο όργανο που χρησιμοποιείται είναι το μετεωρολογικό ραντάρ, η λειτουργία του οποίου βασίζεται στη μετατροπή της μετρούμενης ανακλαστικότητας Z σε ύψος βροχής R μέσω της κατάλληλης σχέσης Z-R που συνδέει τα δύο μεγέθη (Marshall et al., 1948; Battan, 1973; Morin et al., 2005). Το τρίτο πιθανό σύστημα μέτρησης είναι η εκτίμηση της βροχόπτωσης μέσω δορυφόρου. Το σύστημα αυτό βασίζεται στην ανάλυση των νεφών συνδυάζοντας μετρήσεις γεοστάσιμων δορυφόρων με δεδομένα από δορυφόρους χαμηλής τροχιάς, με αποτέλεσμα την εκτίμηση της βροχόπτωσης σε υψηλό χωρο-χρονική ανάλυση (Boushaki et al., 2009).

Συνοπτικά, οι μέθοδοι αυτές παρουσιάζονται παρακάτω.

2.2 Σημειακή μέτρηση της βροχόπτωσης

2.2.1 Βροχόμετρα

Τα βροχόμετρα είναι όργανα σημειακής μέτρησης της βροχής και δευτερευόντως του χιονιού. Τοποθετούνται σε κατάλληλες θέσεις σύμφωνα με τις προδιαγραφές του WMO, μετρούν ολικό ύψος νερού ανά ορισμένο χρονικό διάστημα (συνήθως 8ωρο, 12ωρο ή 24ωρο), με ανάγνωση της ένδειξης του οργάνου. Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζεται ένα τυπικό βροχόμετρο.

Το κλασσικό βροχόμετρο έχει κυλινδρικό σχήμα και αποτελείται από:

- Έναν συλλέκτη, ο οποίος είναι ένας κύλινδρος αρκετά ψηλός, με κατακόρυφα εσωτερικά τοιχώματα που καταλήγει σε χωνί ίδιας διαμέτρου
- Ένα χωνί, με κλίση τοιχωμάτων τουλάχιστον 45° ώστε να ελαχιστοποιούνται οι απώλειες κατά την πρόσπτωση των υδροσταγόνων.
- Έναν τελικό αποδέκτη (δοχείο) για το νερό, με στενή είσοδο που προστατεύει την υδάτινη επιφάνεια από την ηλιακή ακτινοβολία και άρα ελαχιστοποιούνται οι απώλειες λόγω εξάτμισης



Σχήμα 2.1: Τυπικό βροχόμετρο [Πηγή: Μπαλτάς, 2013].

Δύο είναι οι βασικοί τύποι βροχομέτρου (Μπαλτάς, 2013):

- α) Το ογκομετρικό: βροχόμετρο με συλλέκτη γνωστής διατομής που συνοδεύεται από ειδικούς ογκομετρικούς σωλήνες.
- β) Το δεκαπλασιαστικό: βροχόμετρο με επιφάνεια συλλέκτη δεκαπλάσια της επιφάνειας διατομής του αποδέκτη. Σε αυτό το όργανο, το ύψος βροχής που φθάνει στο συλλέκτη γίνεται δεκαπλάσιο στον αποδέκτη, κι έτσι αυξάνεται η ακρίβεια της μέτρησης. Όταν ενδιαφέρει η μέτρηση μεγάλης χρονικής περιόδου (πχ. Χειμερινή) ο συλλέκτης διαμορφώνεται κατάλληλα. Ακόμα, όταν το όργανο τοποθετείται σε μεγάλο υψόμετρο και υπάρχει κίνδυνος να παγώσει το περιεχόμενο νερό, αυτό εφοδιάζεται με αντιπηκτικό (πχ. Αιθυλική αλκοόλη).

2.2.2 Βροχογράφοι

Οι βροχογράφοι είναι επίσης όργανα σημειακής μέτρησης της βροχόπτωσης και δευτερευόντως της χιονόπτωσης, με τη διαφορά ότι καταγράφουν τη μεταβολή του ύψους βροχής στο χρόνο με απλό ορολογικό μηχανισμό, περιγράφοντας έτσι τη χρονική κατανομή της σημειακής βροχόπτωσης. Οι βροχογράφοι δίνουν παρατηρήσεις σε πολύ μικρά χρονικά διαστήματα και για το λόγο αυτό είναι κατάλληλοι για τη μελέτη της διακύμανσης της έντασης της βροχής. Στο Σχήμα 2.2 παρουσιάζονται βροχογράφοι που χρησιμοποιούνται από το δίκτυο ΗΟΑ.

Τρεις είναι οι βασικοί τύποι βροχογράφου (Μπαλτάς, 2013):

- α) Ο βροχογράφος με ανατρεπόμενους κάδους: αποτελείται από δύο μικρούς κάδους που είναι τοποθετημένοι σε κοινό άξονα και μετακινούνται πάνω – κάτω, καθώς γεμίζουν με το νερό της βροχής που κατευθύνεται προς αυτούς από το χωνί του οργάνου. Για την ανατροπή ενός κάδου χρειάζεται βροχή ίση με το 1/4 του χιλιοστού κι ο ελάχιστος χρόνος που απαιτείται για την ανατροπή είναι 2/10 του δευτερολέπτου. Οι ιδιότητες αυτές του οργάνου έχουν σαν συνέπεια την εμφάνιση σφαλμάτων όταν η βροχή είναι πολύ ελαφρά και χρειάζεται χρόνος για να γεμίσει ο κάδος, οπότε το νερό που συγκεντρώνεται σ' αυτόν υπόκειται σε εξάτμιση, κι όταν η βροχή είναι πολύ ραγδαία κι ο κάδος γεμίζει σε χρόνο μικρότερο από 2/10 sec. Οι ανατρεπόμενοι κάδοι συνδέονται με μηχανισμό καταγραφής που μεταφέρει τις παρατηρήσεις στο χαρτί καταγραφής.
- β) Ο σταθμιστικός βροχογράφος: αποτελείται από ένα δοχείο που είναι τοποθετημένο πάνω σε ένα ελατήριο, το οποίο συμπιέζεται καθώς το δοχείο γεμίζει με βρόχινο νερό. Η συμπίεση του ελατηρίου μεταφράζεται ως καταγραφή βροχόπτωσης σε χαρτί καταγραφής ή διατρητική ταινία η οποία και εισάγεται σε Η/Υ. Στη δεύτερη περίπτωση απαιτείται και παροχή ρεύματος. Ο συγκεκριμένος βροχογράφος έχει μέγιστη χωρητικότητα 1000 mm.

- γ) Ο βροχογράφος με πλωτήρα: αποτελείται από ένα δοχείο που συγκεντρώνει το νερό της βροχής και στο οποίο υπάρχει ένα φλοτέρ που μεταφέρει τη μεταβολή της στάθμης του νερού στο χαρτί καταγραφής με κατάλληλο μηχανισμό.

Η σημερινή τεχνολογία δίνει τη δυνατότητα καταγραφής του σήματος σε ηλεκτρονικό καταχωρητή δεδομένων (data logger), ενώ πλέον εφαρμόζεται η τηλεμετρία για τη μετάδοση του σήματος (Μπαλτάς, 2013).



Σχήμα 2.2: Βροχογράφοι του δικτύου ΗΟΑ [Πηγή: www.hoa.ntua.gr].

2.2.3 Προβλήματα σημειακών μετρήσεων βροχόπτωσης

Είναι γεγονός ότι οι παρατηρήσεις από επίγειους σταθμούς δίνουν πληροφορίες για μερικά μόνο σημεία της λεκάνης απορροής. Για την απόκτηση της μέσης χωρικά βροχόπτωσης, η οποία και απαιτείται συχνά στις διάφορες υδρολογικές εφαρμογές, εκτιμάται συνήθως κάποια χωρική γεωμετρία η οποία βασίζεται στις σημειακές διαθέσιμες πληροφορίες. Χρησιμοποιείται, για παράδειγμα, η μέθοδος των πολυγώνων Thiessen, η μέθοδος των αντιστρόφων αποστάσεων, ή και στατιστικές μέθοδοι όπως η μέθοδος Kriging. Δυστυχώς, αυτές οι μεθοδολογίες αναγωγής της σημειακής βροχόπτωσης σε επιφανειακή εμπεριέχουν σημαντικά σφάλματα τα οποία υπεισέρχονται, με τη σειρά τους στις διάφορες υδρολογικές εφαρμογές. Επιπρόσθετα, οι σημειακές επίγειες μετρήσεις είναι υποκείμενες, αυτές καθ' αυτές, σε πληθώρα πηγών σφαλμάτων.

Παγκοσμίως, οι μετρήσεις βροχογράφων έχουν την τάση να υποτιμούν τη βροχόπτωση εξαιτίας της διαταραχής της ροής του ανέμου στο στόμιο του βροχογράφου, της απώλειας ύδατος στα τοιχώματα του βροχογράφου, της αναπήδησης ύδατος κατά την είσοδό του στο μηχάνημα (splashing) καθώς και λόγω εξάτμισης (Legates, 1993). Τα μηνιαία σφάλματα στις μετρήσεις των βροχογράφων κυμαίνονται από 5% έως 40%, με τα μεγαλύτερα να παρατηρούνται κατά τη χιονόπτωση (Groisman and Easterling, 1994).

Παρότι ο Sevruk (1985) χαρακτηρίζει τα συστηματικά ως την πλέον σημαντική πηγή σφαλμάτων, τα σφάλματα που σχετίζονται με την αντιπροσωπευτικότητα των μετρήσεων μπορεί να είναι εξίσου σημαντικά. Τα σφάλματα αυτά συνίστανται σε δύο είδη (Boushaki et al., 2009).

- α) Το πρώτο αφορά τον κάθε μεμονωμένο σταθμό: η ποσότητα της βροχής που μετριέται σε ένα σταθμό μπορεί να μην αναπαριστά την ποσότητα της βροχόπτωσης στη γειτονική του σταθμού περιοχή, εξαιτίας των τοπικών συνθηκών κλιματολογικής μεταβλητότητας που μπορεί να υφίστανται.
- β) Το δεύτερο σχετίζεται με το δίκτυο των βροχογράφων στο σύνολό του: αν το δίκτυο δεν είναι αρκετά πυκνό ώστε να περιγράφει επαρκώς τη χωρική μεταβλητότητα του πεδίου βροχόπτωσης, υποθέσεις και παραδοχές θα πρέπει να πραγματοποιηθούν σχετικά με την ποσοτική και χρονική κατανομή της βροχής σε τοποθεσίες απουσίας κάλυψης. Αυτές οι υποθέσεις και παραδοχές μπορεί να εμπεριέχουν σημαντικό ποσοστό σφαλμάτων.

Παρότι οι επίγειοι σημειακοί σταθμοί αποτελούν την πλέον συνηθισμένη μέθοδο μέτρησης της βροχόπτωσης, τα τελευταία χρόνια έχουν εισαχθεί νέα συστήματα, τα οποία χρησιμοποιούνται όλο και περισσότερο. Αυτά είναι το μετεωρολογικό ραντάρ και οι δορυφόροι, συστήματα τα οποία είναι σε θέση να αντιμετωπίσουν πολλά από τα ζητήματα που προκύπτουν από τη χρήση των σημειακών συστημάτων μέτρησης.

2.3 Μετεωρολογικό ραντάρ

Τα συμβατικά βροχομετρικά στοιχεία κρίνονται γενικά ανεπαρκή, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, στο να περιγράψουν τη χωρική και χρονική κατανομή της βροχής. Οι μετρήσεις ραντάρ, από την άλλη, δύνανται να αντιμετωπίσουν αυτό το πρόβλημα. Αυτό συμβαίνει επειδή το ραντάρ υπερτερεί έναντι του δικτύου βροχογράφων στα εξής σημεία (Μπαλτάς, 2013):

- Η συνολική πληροφορία της κατανομής της βροχής στο χρόνο και στο χώρο συγκεντρώνεται και επεξεργάζεται για κάθε στοιχείο χωριστά, δηλαδή τα προβλήματα εξαιτίας της διαφοροποίησης μιας περιοχής ξεπερνιούνται με τη χρήση ραντάρ.
- Η χρήση ενός μετεωρολογικού ραντάρ είναι πολύ πιο εύκολη από τη χρήση ενός δικτύου βροχογράφων.

Μια άλλη αιτία που διαφοροποιεί το ποσό της βροχής που μετριέται από τα δύο όργανα είναι ότι το ραντάρ σαρώνει σε μια απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους ενώ ο βροχογράφος μετράει τη βροχή στην επιφάνεια του εδάφους. Οι βροχογράφοι έχουν ανάλυση πάνω από 5 λεπτά (οι πιο σύγχρονοι έχουν 1 λεπτό), ενώ οι μετρήσεις του ραντάρ είναι σχεδόν στιγμιαίες (20sec/στροφή), οπότε για τη σύγκριση των μετρημένων ποσοτήτων βροχής τα στοιχεία του ραντάρ θα πρέπει να ολοκληρώνονται ως προς το χρόνο (Μπαλτάς, 2013).

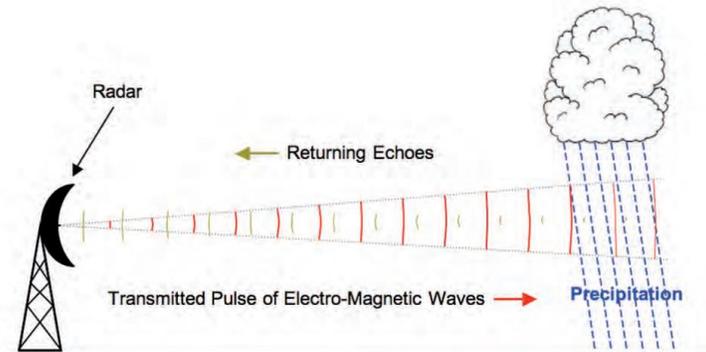
Οι κύριες χρήσεις των ποσοτικών δεδομένων ραντάρ καιρού είναι η άμεση πρόγνωση (nowcasting) και η διαδικασία προσομοίωσης δεδομένων για τα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού. Τα δεδομένα χρησιμοποιούνται επίσης σε συστήματα προειδοποίησης που βασίζονται στη σχέση ύψους βροχής-διάρκειας, καθώς και σε μοντέλα βροχής-απορροής σε εφαρμογές πρόγνωσης πλημμυρών και επεισοδίων ρύπανσης. Γενικότερα, οι εικόνες με την ένταση της βροχής χρησιμοποιούνται ευρέως, ποιοτικά για την παροχή οπτικών πληροφοριών σχετικά με την εξέλιξη των καταιγίδων. Ακόμα, τα δεδομένα είναι χρήσιμα, παραδείγματος χάρη, κατά το σχεδιασμό δικτύου βροχογράφων όπου μελετώνται οι ιστορικές καταιγίδες, όπως επίσης και κατά τη βαθμονόμηση μοντέλων βροχής-απορροής, όπου εκτιμώνται οι χρονοσειρές μέσης βροχόπτωσης για τις εκάστοτε λεκάνες απορροής (Φελώνη, 2015).

Η εγκατάσταση του ραντάρ αποτελείται συνήθως από το πιάτο του ραντάρ, ένα θόλο για να το προστατεύει και ένα κτίριο για να στεγάσει τον υπολογιστή και τον ηλεκτρικό εξοπλισμό. Για μετεωρολογικές εφαρμογές, συνήθως λειτουργούν σε μήκη κύματος από 3, 5.5 ή 10 cm, που αντιστοιχούν στα X-band, C-band και S-band. Η εξασθένιση του σήματος είναι μεγαλύτερη σε μικρότερα μήκη κύματος, και ως εκ τούτου το εύρος τιμών είναι μικρότερο. Από την άλλη απαιτείται μικρότερος και φθηνότερος εξοπλισμός (όπως τα X-band). Τα περισσότερα επιχειρησιακά ραντάρ καιρού είναι είτε C-, είτε S-band αν και ενίοτε χρησιμοποιούνται και X-band για να συμπληρωθούν τα κενά τοπικά σε επίπεδο δικτύου σταθμών ή σε περιοχές υψηλού ρίσκου (παραδείγμα τέτοιας εφαρμογής, η Δανία: Pedersen et al., 2007). Στις ΗΠΑ λειτουργεί επιχειρησιακά ένα δίκτυο 150 S-band Doppler ραντάρ καιρού (NEXRAD system: <http://radar.weather.gov/>) υπό την αιγίδα της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας. Στην Ευρώπη το EUMETNET OPERA project (<http://www.knmi.nl/opera/>) διατηρεί μια βάση δεδομένων για περισσότερα από 190 ραντάρ και 30 χώρες.

Τα περισσότερα ραντάρ καιρού λειτουργούν μεταδίδοντας μια παλμική δέσμη μικροκυμάτων και καταγράφοντας αφενός την ισχύ του ανακλώμενου σήματος (δίνοντας εκτίμηση της κατακρήμνισης) και αφετέρου το χρόνο που απαιτείται για την επιστροφή του σήματος (δίνοντας εκτίμηση της απόστασης από το ραντάρ). Ο χρόνος επιστροφής καταγραφής ("listening time") είναι τυπικά πολύ μεγαλύτερος από το χρόνο που απαιτείται για τη μεταφορά του σήματος. Η δέσμη περιστρέφεται γύρω από έναν κατακόρυφο άξονα (360°) και μπορεί να ρυθμιστεί σε κάποια γωνία ως προς τον οριζόντιο άξονα, (π.χ. σε ραντάρ εγκατεστημένα σε ορεινές περιοχές, η δέσμη σαρώνει σε γωνία υπό της οριζόντιας). Στο Σχήμα 2.3 παρουσιάζεται σχηματικά ο τρόπος λειτουργίας του ραντάρ.

Υπάρχουν πολλές παραλλαγές της βασικής διαμόρφωσης, συμπεριλαμβανομένων των ραντάρ με πολλαπλές δέσμες ή εκείνων με προγραμματισμένες στρατηγικές σάρωσης (τα πλέον κατάλληλα σε μετεωρολογικές εφαρμογές). Τα ραντάρ Doppler είναι επίσης ευρέως χρησιμοποιούμενα και σε αυτά η μετατόπιση της φάσης του ανακλώμενου σήματος παρέχει ένα μέτρο της ταχύτητας και της κατεύθυνσης των υδροσταγονιδίων – κι ως εκ τούτου της

κατεύθυνσης και της ταχύτητας του ανέμου – καθώς και στην απομάκρυνση των τοπογραφικών εμποδίων. Πολαριμετρικές ή διπλής πόλωσης συσκευές χρησιμοποιούνται επιχειρησιακά όλο και περισσότερο και παρέχουν επίσης πληροφορίες που βοηθούν στην ταξινόμηση των υδροσταγονιδίων και στον έλεγχο ποιότητας των αποτελεσμάτων του ραντάρ (Φελώνη, 2015).

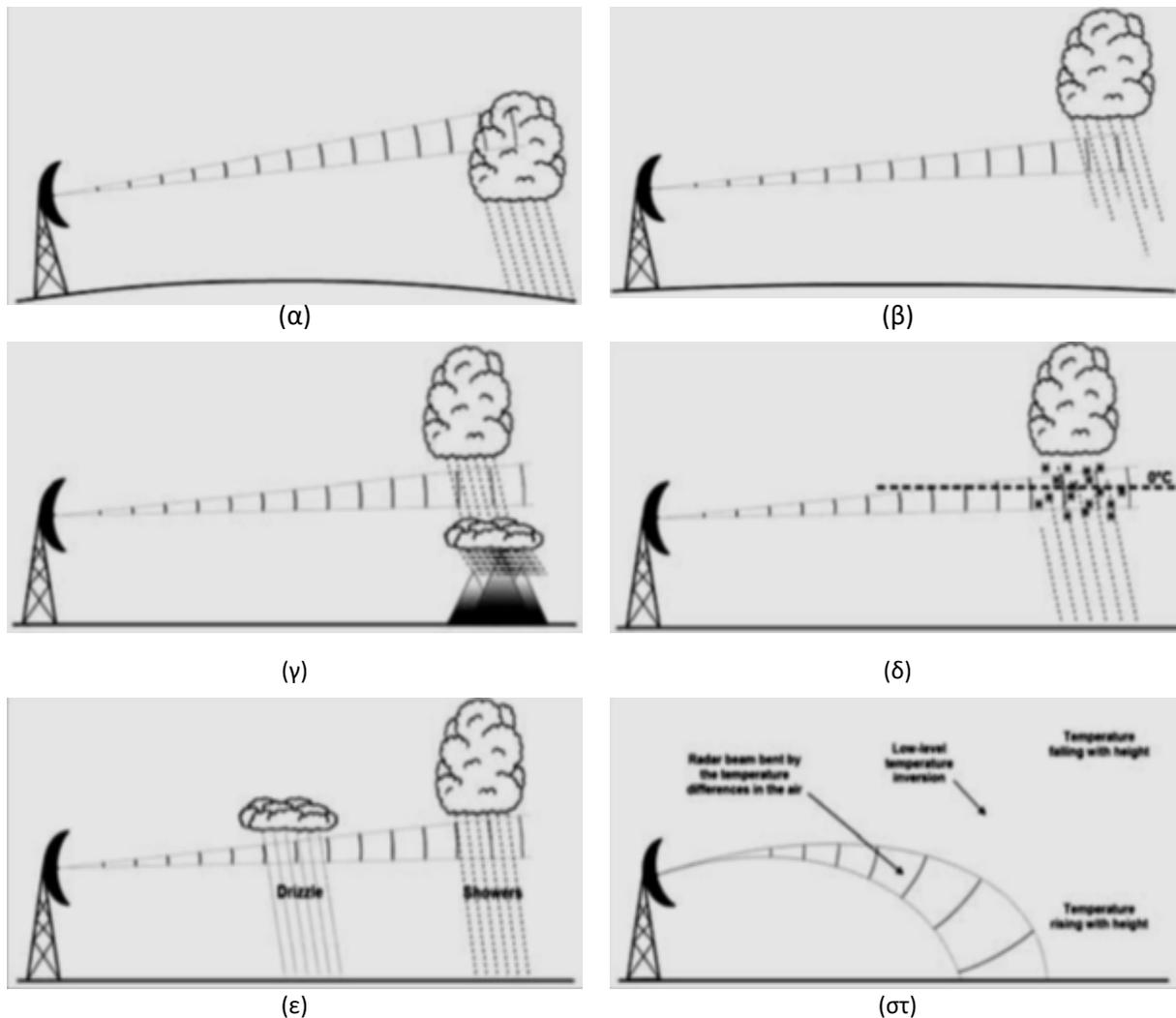


Σχήμα 2.3: Τρόπος λειτουργίας ραντάρ [Πηγή: Met Office, 2007].

Για να ερμηνευτεί το ανακλώμενο σήμα συνήθως χρησιμοποιείται μια σχέση που αφορά στην ισχύ του σήματος προς την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων και συνεπώς της έντασης της κατακρήμνισης. Οι σχέσεις αυτές συνήθως βαθμονομούνται για τις τυπικές τοπικές συνθήκες και μπορεί να υπο- ή υπερ-εκτιμούν τη βροχόπτωση κάτω από πολύ ελαφρά ή εξαιρετικά ισχυρή βροχόπτωση. Οι «αθροισμένες» βροχοπτώσεις συνήθως εξάγονται σε βήμα 5', 15' ή σε ωριαίες τιμές για τις συνήθεις υδρολογικές εφαρμογές πρόγνωσης. Το λογισμικό επεξεργασίας σήματος συνήθως επιχειρεί να διορθώσει μια σειρά άλλων παραγόντων, συμπεριλαμβανομένων των ανώμαλων ανακλάσεων, όταν η δέσμη συναντά έδαφος ή αιωρούμενα αντικείμενα (έντομα, πουλιά, αεροσκάφη κ.α.). Η οπτική ανάλυση και αναπαράσταση μπορεί να βοηθήσει στην κατεύθυνση αποφυγής των τοπογραφικών εμποδίων ("ground clutter") και στη διόρθωση των δεδομένων, χρησιμοποιώντας ψηφιακά μοντέλα εδάφους (Sene, 2009).

Υπάρχουν επίσης εγγενείς περιορισμοί σε ότι αφορά την εκτίμηση της κατακρήμνισης σε μεγάλη απόσταση από την εγκατάσταση του ραντάρ, καθώς το σήμα εξασθενεί. Η καμπυλότητα της Γης και η αύξηση του ύψους της δέσμης του ραντάρ πάνω από το έδαφος με την απόσταση από αυτό, γεγονός που μπορεί να οδηγήσει σε υπέρβαση ενός νέφους (να στοχεύσει πάνω από τα συνήθη ύψη) αποτελούν ορισμένους ακόμα περιοριστικούς παράγοντες. Τα δεδομένα που παρέχει το ραντάρ είναι συνήθως διαθέσιμα μέχρι ένα ανώτατο όριο «εμβέλειας», με χαμηλότερη χωρική ανάλυση στα μεγαλύτερα εύρη, κάτι που μπορεί να επηρεάσει την καταλληλότητα χρήσης των μετρήσεων σε υδρολογικά μοντέλα. Ενδεικτική χωρική ανάλυση τέτοιων δεδομένων είναι της τάξης των 5 km (τυπικό μέγιστο εύρος 100-250 km) για τα C-band, με μεγαλύτερη ανάλυση (1 km) κοντά στη θέση του ραντάρ.

Η ακρίβεια των μετρήσεων μπορεί επίσης να επηρεαστεί από τις μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν γύρω από τη ζώνη του ραντάρ. Παραδείγματος χάρη, η ακρίβεια επηρεάζεται από την εμφάνιση βροχοπτώσεων σε χαμηλά επίπεδα (κάτω από την ακτίνα του ραντάρ). Ακόμα, εξαιτίας των διακυμάνσεων της πυκνότητας της ατμόσφαιρας, προκαλείται ανώμαλη μετάδοση (ο διεθνής όρος “anarpro” από το “anomalous propagation”) του ΗΜ κύματος, και συχνές προσπτώσεις στο εδαφος. Στο Σχήμα 2.4 απεικονίζονται διάφοροι τέτοιοι μηχανισμοί (Met Office, 2007).



Σχήμα 2.4: Μετεωρολογικές πηγές σφαλμάτων στις παρατηρήσεις των ραντάρ καιρού. Από πάνω αριστερά προς δεξιά: (α) δέσμη ραντάρ πάνω από το πεδίο βροχής, (β) εξάτμιση της βροχής σε χαμηλά ύψη, (γ) ενίσχυση της βροχής λόγω ορογραφίας, (δ) λαμπρή ζώνη, (ε) μεταβλητά μεγέθη υδροσταγονιδίων, (στ) ανώμαλη μετάδοση [Πηγή: Met Office, 2007 μετά από τροποποίηση].

Στα περισσότερα ραντάρ καιρού εφαρμόζονται διορθώσεις για τους συγκεκριμένους παράγοντες. Η πιθανή κατακρήμνιση σε κάθε εικονοστοιχείο του ραντάρ διορθώνεται με βάση τις εκτιμήσεις για το κατακόρυφο προφίλ της ανακλαστικότητας και σε ορισμένες περιπτώσεις με χρήση εναλλακτικών πληροφοριών (πχ. από δίκτυο βροχογράφων, δορυφορικές παρατηρήσεις, αριθμητική πρόγνωση καιρού, κλπ.). Οι δύο αυτές μέθοδοι λειτουργούν συμπληρωματικά για την καλύτερη δυνατή προσέγγιση. Πολλά συστήματα έχουν αναπτυχθεί για την αξιοποίησή τους σε επιχειρησιακούς σκοπούς, ένας τομέας έρευνας που ακόμα αναπτύσσεται. Παραδείγματα ανάλογων εφαρμογών περιλαμβάνουν τη χρήση αφενός παραγόντων προσαρμογής (“bias adjustment factors”), οι οποίοι εφαρμόζονται ανά τακτά χρονικά διαστήματα (πχ. ανά βδομάδα) όταν η διαφορά μεταξύ δικτύου βροχογράφων και ραντάρ υπερβαίνει συγκεκριμένο όριο, και αφετέρου την προσαρμογή σε πραγματικό χρόνο δυναμικών σχέσεων με μπειζιανές και άλλες προσεγγίσεις (Todini 2001; Moore et al., 2004; Seo and Breidenbach, 2002).

Σε σύγκριση με τις παρατηρήσεις ενός δικτύου βροχομετρικών σταθμών, το οποίο αντιπροσωπεύει μόλις συγκεκριμένα σημεία στο έδαφος, τα δεδομένα ραντάρ παρέχουν πιο λεπτομερείς χωρικές εκτιμήσεις, αν και η ακριβής μέτρηση της βροχόπτωσης μπορεί να επιτευχθεί μόνο από εδάφους. Άλλα προϊόντα που χρησιμοποιούνται για τη βελτίωση των εκτιμήσεων των ραντάρ είναι τόσο οι δορυφορικές παρατηρήσεις, όσο και τα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης (Φελώνη, 2015).

2.4 Εκτίμηση κατακρημνίσεων με τη βοήθεια δορυφόρων

Η εκτίμηση κατακρημνίσεων με την χρήση δορυφόρων είναι μια τεχνολογία που έχει εξελιχθεί και αναπτύσσεται ραγδαία τα τελευταία χρόνια. Στηρίζεται στη συλλογή δεδομένων από διάφορα επιστημονικά όργανα τοποθετημένα σε τροχιά γύρω από τη Γη, που εάν συνδυαστούν μεταξύ τους μπορεί να εκτιμηθεί με σχετική ακρίβεια ο όγκος των κατακρημνίσεων σε μια περιοχή. Στα πλεονεκτήματά τους συγκαταλέγεται η κάλυψη μεγάλων περιοχών ολόκληρου του πλανήτη, χωρίς διαχωρισμούς συνόρων και η ομοιογένεια των αποτελεσμάτων αναφορικά με τα επιμέρους συστήματα βαθμονόμησης που επικρατούν σε διάφορες χώρες.

Οι δορυφόροι που χρησιμοποιούνται σήμερα για τη συλλογή τέτοιων δεδομένων χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με το είδος της τροχιάς τους. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει τους συγχρονισμένους με τον ήλιο δορυφόρους. Η τροχιά αυτού του τύπου δορυφόρων έχει μία κλίση περίπου 98.6 μοίρες και έχει το πλεονέκτημα να προμηθεύει δεδομένα την ίδια τοπική ώρα κάθε μέρα. Στη δεύτερη κατηγορία ανήκουν οι δορυφόροι μέσης κλίσης (35-70 μοίρες). Αυτοί παρέχουν σύντομα διαστήματα επαναφοράς πάνω από το ίδιο σημείο. Ωστόσο ο περιορισμός των 70 μοιρών δεν επιτρέπει την κάλυψη των πόλων από αυτούς τους δορυφόρους. Τέλος οι δορυφόροι μικρής κλίσης (25-30 μοίρες κλίση) έχουν πολύ μικρούς χρόνους επαναφοράς και δε

χρειάζονται ιδιαίτερη θερμική μόνωση. Όμως, σε συνδυασμό με δορυφόρους μέσης κλίσης και συγχρονισμένους δορυφόρους θα πρέπει να δοθεί ιδιαίτερο βάρος ώστε να κατανέμονται χωρικά με ασφάλεια για ο ίδιο ύψος τροχιάς. Η διαδικασία βελτιστοποίησης του καθορισμού της τροχιάς ενός δορυφόρου καταλήγει στην επιλογή του συνδυασμού ζώνης κάλυψης της γήινης επιφάνειας και ποιότητας ανάλυσης δεδομένων. Μεγαλύτερη κάλυψη επιτυγχάνεται με την αύξηση του ύψους της τροχιάς με ταυτόχρονη μείωση όμως της ποιότητας ανάλυσης καθώς η λωρίδα κάλυψης της γήινης επιφάνειας διαχωρίζεται σε αριθμό ακτινών που τα όργανα χρησιμοποιούν (Μπαλτάς, 2013). Πρωτοπόρος στον τομέα αυτό είναι ο δορυφόρος TRMM, τα δεδομένα του οποίου και εξετάζονται στην παρούσα εργασία.

2.4.1 Η αποστολή TRMM

Η αποστολή Μέτρησης της Τροπικής Βροχόπτωσης TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) αποτελεί μια από κοινού προσπάθεια της NASA (National Aeronautics and Space Administration) των Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής και της JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) της Ιαπωνίας για την εκτενέστερη και ακριβέστερη καταγραφή, μέσω δορυφόρου, της βροχόπτωσης στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές του πλανήτη (Αλεξοπούλου, 2010). Πρόκειται για ένα σημαντικό ερευνητικό πρόγραμμα στο οποίο συμμετέχουν περισσότεροι από 30 επιστήμονες σε όλον τον κόσμο και το οποίο έχει ως στόχο (Kummerow et al., 2000):

- α) την καλύτερη κατανόηση του παγκόσμιου ενεργειακού και υδρολογικού κύκλου, παρέχοντας πληροφορίες για την κατανομή, πάνω από τις τροπικές και υποτροπικές περιοχές, της βροχόπτωσης και της λανθάνουσας θερμότητας που απελευθερώνεται κατά τη συμπύκνωση της υγρασίας της ατμόσφαιρας σε σταγονίδια νεφών, και η οποία αποτελεί πηγή για την ατμοσφαιρική κυκλοφορία.
- β) την κατανόηση των μηχανισμών μέσω των οποίων οι τροπικές βροχοπτώσεις επηρεάζουν την παγκόσμια ατμοσφαιρική κυκλοφορία, με σκοπό τη βελτίωση των μοντέλων προσομοίωσης αυτών των μηχανισμών, έτσι ώστε να μπορούν να επιτευχθούν καλύτερες προβλέψεις της παγκόσμιας κυκλοφορίας και της μεταβλητότητας της βροχόπτωσης σε μηνιαίες και μεγαλύτερες κλίμακες.
- γ) τη χρήση των κατανομών της βροχής και της λανθάνουσας θερμότητας ως αρχικές συνθήκες σε μοντέλα 24ωρης πρόβλεψης καιρού έως και σε κλιματικά μοντέλα μικρής κλίμακας.
- δ) την κατανόηση και την πρόβλεψη της απαρχής και της ανάπτυξης του φαινομένου El Nino.
- ε) την κατανόηση της επίδρασης που έχει η βροχόπτωση στην κυκλοφορία της θερμότητας και τη δομή των επιφανειακών στρωμάτων των ωκεανών.
- στ) τη δυνατότητα συγκριτικής βαθμονόμησης των μετρικών οργάνων της αποστολής TRMM και άλλων οργάνων με μεγαλύτερη αναμενόμενη διάρκεια ζωής.

- ζ) την αξιολόγηση της ημερήσιας μεταβλητότητας της τροπικής βροχόπτωσης σε παγκόσμιο επίπεδο.
- η) τον έλεγχο, την αξιολόγηση και τη βελτίωση του δορυφορικού συστήματος μέτρησης της βροχόπτωσης.

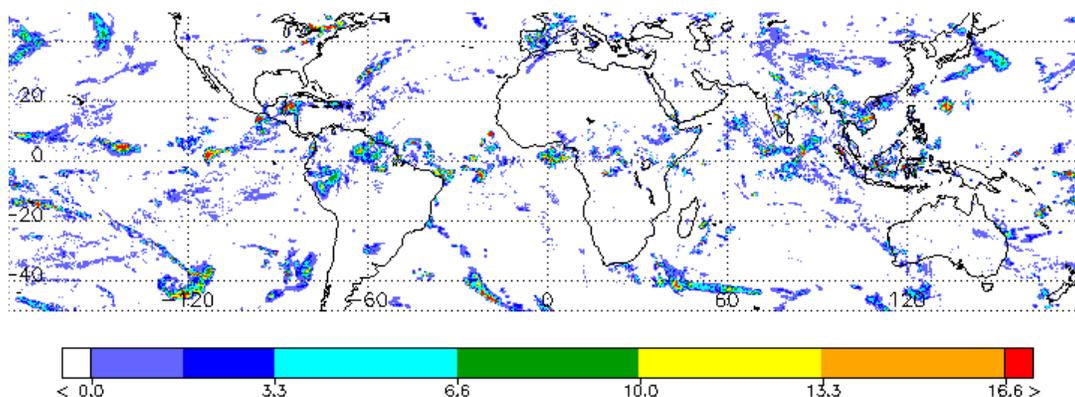
Στο πλαίσιο του προγράμματος αυτού, στις 27 Νοεμβρίου 1997 εκτοξεύτηκε ο Ιαπωνικός πύραυλος H-II, ο οποίος έθεσε σε τροχιά το δορυφόρο TRMM. Η αποστολή διήρκησε 17 έτη και ολοκληρώθηκε με την επανείσοδο του δορυφόρου στη γήινη ατμόσφαιρα, στις 17 Ιουνίου του 2015. Επρόκειτο για έναν μη-ηλियोσύγχρονο δορυφόρο με τροχιακή κλίση 35°, ο οποίος αρχικά βρισκόταν σε υψόμετρο 350 km μέχρι τις 22 Αυγούστου του 2001, οπότε και προωθήθηκε στα 402.5 km. Τα βασικά όργανα μέτρησης της βροχόπτωσης που διέθετε ο δορυφόρος TRMM ήταν: το Ραντάρ Κατακρήμνισης PR (Precipitation Radar), το όργανο Απεικόνισης Μικροκυμάτων TMI (TRMM Microwave Imager) και ο Σαρωτής Ορατής και Υπέρυθρης Ακτινοβολίας VIRS (Visible and Infrared Scanner). Επιπρόσθετα, ο δορυφόρος διέθετε δύο όργανα που συγκαταλέγονταν στο Σύστημα Παρατήρησης της Γης EOS (Earth Observing System) της NASA: το Σύστημα Ακτινοβόλου Ενέργειας Νεφών και Γης CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) και τον Αισθητήρα Απεικόνισης Αστραπών LIS (Lightning Imaging Sensor) (Kummerow et al., 1998). Η λειτουργία των οργάνων αυτών αναλύεται παρακάτω (§ 2.7). Στο Σχήμα 2.5 παρουσιάζεται μια φωτογραφία από την κατασκευή του εν λόγω δορυφόρου.



Σχήμα 2.5: Κατασκευή του δορυφόρου TRMM στο κέντρο GFSC [Πηγή: <http://pmm.nasa.gov/multimedia/images/TRMM>].

Η επαλήθευση των επεξεργασμένων δεδομένων και η αξιολόγηση της αποτελεσματικότητας των αλγορίθμων που αναπτύσσονται γίνονται με τη χρήση επίγειων μετρήσεων. Συγκεκριμένα, στο πλαίσιο της αποστολής αναπτύχθηκε υποστηρικτικό πρόγραμμα επαλήθευσης με επίγειες μετρήσεις TRMM-GV Επαλήθευσης Εδάφους (Ground Validation), το οποίο είχε σκοπό τη συλλογή αξιόπιστων επίγειων μετρήσεων κατά τη διάρκεια της αποστολής TRMM, με τα οποία οι δορυφορικές μετρήσεις θα μπορούν να επαληθευτούν. Ειδικότερα, οι επίγειες μετρήσεις

προέρχονταν από βροχόμετρα, επίγεια ραντάρ και ντιστρόμετρα και εν συνεχεία υπόκεινται σε μεθόδους επαλήθευσης και ποιοτικούς ελέγχους έτσι ώστε η ποιότητα και η αξιοπιστία τους να ανταποκρινόταν στις υψηλές απαιτήσεις του προγράμματος. Το δίκτυο παρακολούθησης του προγράμματος TRMM-GV αποτελούταν από τις εξής 10 θέσεις μέτρησης: Darwin στην Αυστραλία, Melbourne στη Φλόριντα, Houston στο Τέξας, Kwajalein στις Νήσους Μάρσαλ, Sao Paulo στη Βραζιλία, Om Κοί στην Ταϊλάνδη και θέσεις στην Ταϊβάν, στο Ισραήλ, στη Χαβάη και στο Γκουάμ. Από τις πρώτες τέσσερις θέσεις τα ανεπεξέργαστα δεδομένα αποστέλλονταν απευθείας στη NASA ενώ από τις υπόλοιπες θέσεις προηγείτο η επεξεργασία των δεδομένων από άλλες επιστημονικές ομάδες πριν την αποστολή τους στη NASA (Αλεξοπούλου, 2010; NASA, 2007). Στο Σχήμα 2.6 φαίνεται ένα παράδειγμα δεδομένων TRMM για τρίωρη αθροιστική βροχόπτωση σε χωρική ανάλυση 0.5°.



Σχήμα 2.6: Παράδειγμα δεδομένων TRMM. Παγκόσμια κατανομή 3ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης (mm) σε χωρική ανάλυση 0.5° για τις 31/05/2008 12:00 UTC (Version 6) [Πηγή: ftp://disc3.nascom.nasa.gov/data/browse/whom/01_Data_Products/02_Gridded/06_3-hour_Gpi_Cal_3B_42/sample.gif].

Παρότι ο δορυφόρος TRMM κατέπεσε τον Ιούνιο του 2015, τα διάφορα προϊόντα της αποστολής (βλέπε § 2.8) εξακολουθούν να παράγονται και να παρέχονται στην επιστημονική κοινότητα προς χρήση, κάτι που προβλέπεται να συνεχιστεί ως περίπου τα μέσα του 2017, όπως αναφέρει η NASA σε σχετική έκθεσή της (Huffman and Bolvin, 2015). Ωστόσο, μιας και οι μετρήσεις των οργάνων του TRMM (ιδίως των PR και TMI) σταμάτησαν να πραγματοποιούνται από τον Οκτώβριο του 2014, σαν βάση για τη βαθμονόμηση των μετρήσεων των λοιπών χρησιμοποιούμενων δορυφόρων, τα προϊόντα βροχόπτωσης παρουσιάζουν κάποια ανομοιογένεια σε σχέση με αυτά πριν από τη συγκεκριμένη περίοδο. Επιπρόσθετα, στη βάση της NASA υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα 17 ετών, η επεξεργασία των οποίων μάλιστα έχει διαφοροποιηθεί από τα τέλη του 2012, οπότε και η νεότερη (μέχρι σήμερα) Έκδοση 7 του αλγορίθμου εισήχθη (το Δεκέμβριο του 2012 δόθηκαν στο κοινό όλα τα δεδομένα, ύστερα από τη νέα επεξεργασία αυτών). Για τους λόγους αυτούς, κρίθηκε σκόπιμη η αξιολόγηση των νέων,

σχετικά, αυτών δεδομένων στην παρούσα διπλωματική εργασία για ολόκληρη την Ελλάδα, μιας αυτά πιθανόν να μπορούν να αξιοποιηθούν σε υδρολογικές εφαρμογές.

2.4.2 Ιστορικό της αποστολής TRMM

Η ιδέα της αποστολής TRMM αναπτύχθηκε κατά τη δεκαετία του 1980 από την ανάγκη της επιστημονικής κοινότητας να έχει στη διάθεσή της πληροφορίες για την κατακρήμνιση σε κλιματολογικό επίπεδο έτσι ώστε να κατανοήσει καλύτερα τον παγκόσμιο υδρολογικό κύκλο και να ερμηνεύσει το σύστημα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, τις κυκλωνικές καταιγίδες και γενικότερα τις διαδικασίες κατακρήμνισης. Μια σειρά συζητήσεων και συνεργασιών ανάμεσα στην επιστημονική κοινότητα των ΗΠΑ και της Ιαπωνίας σχετικά με την ανάπτυξη και χρήση ενός πειραματικού ραντάρ βροχόπτωσης σε δορυφόρο, οδήγησε τελικά στην απόφαση να πραγματοποιηθεί η δορυφορική αποστολή σε συνεργασία των δύο χωρών.

Ο δορυφόρος TRMM κατασκευάστηκε στο κέντρο GSFC (Goddard Space Flight Center) ενώ τα επί μέρους όργανά του παραδόθηκαν στη NASA από διάφορους κατασκευαστές, συμπεριλαμβανομένου και του ραντάρ βροχόπτωσης PR, το οποίο κατασκευάστηκε στην Ιαπωνία. Μετά τη συναρμολόγησή του, ο δορυφόρος μεταφέρθηκε στην Ιαπωνία από όπου και εκτοξεύτηκε επιτυχώς επί του πυραύλου H-II από τη βάση Tanegashima της JAXA. Ο δορυφόρος τέθηκε αρχικά σε τροχιά ύψους 350 km με τροχιακή κλίση 35°, έτσι ώστε να μπορεί να καλύπτει τις τροπικές περιοχές της Ιαπωνίας και των ΗΠΑ. Η περίοδος του ήταν περίπου 92.5 mm, δηλαδή σχεδόν 16 τροχιές κάθε μέρα. Η τροχιά του δορυφόρου διαμορφώθηκε έτσι ώστε να διέρχεται από κάθε περιοχή διαφορετική τοπική ώρα κατά τη διάρκεια της ημέρας, εξασφαλίζοντας με αυτόν τον τρόπο σημαντικά δεδομένα για την παρατήρηση της ημερήσιας διακύμανσης των κατακρημνίσεων σε κάθε περιοχή. Ο πρώτος πλήρης μήνας με δεδομένα ήταν ο Ιανουάριος του 1998. Αν και το όργανο CERES αστόχησε μετά από 8 μήνες, όλα τα υπόλοιπα όργανα μέτρησης της βροχόπτωσης (PR, TMI, VIRS) καθώς και ο Αισθητήρας Απεικόνισης Αστραπών LIS λειτούργησαν άριστα μέχρι και το πέρας της αποστολής.

Ο δορυφόρος TRMM είχε αρχικά σχεδιαστεί για να παρέχει δεδομένα για τουλάχιστον τρία χρόνια, με στόχο τα πέντε χρόνια. Εξαιτίας του μικρού υψομέτρου της τροχιάς του, το οποίο επιβαλλόταν πρώτον για να είναι ισχυρό το σήμα του ραντάρ και δεύτερον για να επιτευχθεί μεγάλη χωρική ευκρίνεια σε πεδία όπου η κατακρήμνιση μεταβάλλεται έντονα, ο δορυφόρος διέθετε ένα μικρό προωθητικό σύστημα το οποίο χρησιμοποιούταν για να διατηρεί σχεδόν σταθερό υψόμετρο, ενάντια στη βαρυτική έλξη της Γης. Αν και αρχικά ήταν εφοδιασμένος με περισσότερα από 800 kg καυσίμου για το προωθητικό σύστημα, στις αρχές του 2001 (μετά από τρία χρόνια από τη έναρξη της αποστολής), η επιστημονική ομάδα εκτίμησε ότι η αποστολή θα έπρεπε να τελειώσει το 2002 ή το 2003 λόγω έλλειψης καυσίμου. Κατόπιν λεπτομερούς ανάλυσης των πλεονεκτημάτων και μειονεκτημάτων, η επιστημονική ομάδα πρότεινε την αύξηση του υψομέτρου της τροχιάς κατά περίπου 50 km, προκειμένου να μειωθεί η βαρυτική

έλξη της Γης και έτσι να επιμηκυνθεί η προβλεπόμενη διάρκεια ζωής του δορυφόρου. Η πρόταση έγινε δεκτή από τη NASA και τη JAXA και δόθηκε εντολή να πραγματοποιηθεί η προώθηση του δορυφόρου σε μεγαλύτερο υψόμετρο. Η προώθηση στα 402.5 km (+/- 1.0 km) έλαβε χώρα τον Αύγουστο του 2001 και από τότε ο δορυφόρος διατηρεί το συγκεκριμένο υψόμετρο τροχιάς. Το υψόμετρο που επελέγη σχετίζεται με τη Συχνότητα Επανάληψης Παλμών ΣΕΠ του ραντάρ PR (Παπαθεοδοσίου, 2011).

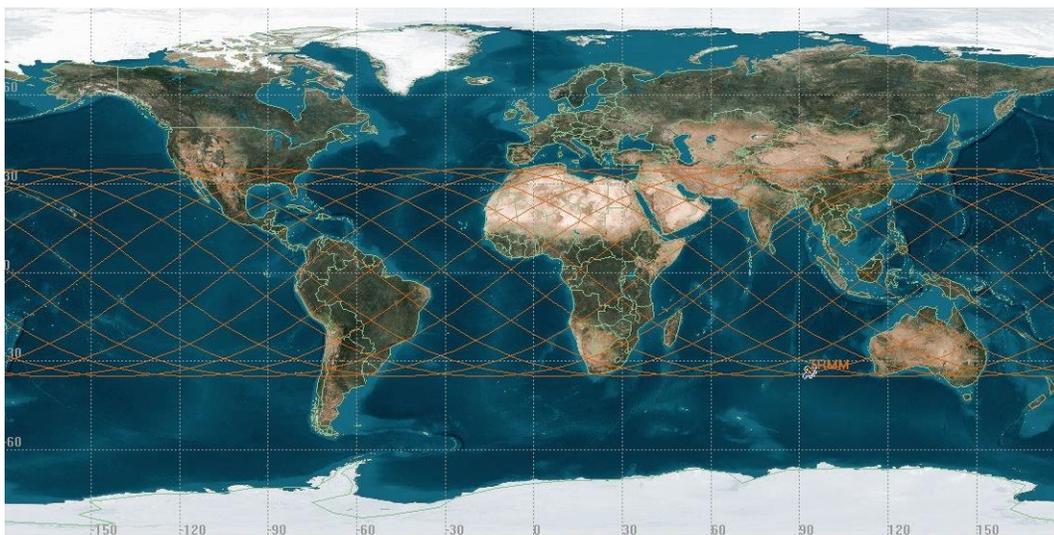
Όπως έχει τονιστεί, ο TRMM είχε ως αρχικό στόχο τη μέτρηση της κατακρήμνισης στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές. Έτσι, αρχικά το εύρος μέτρησής του ήταν το $\pm 30^\circ$ γεωγραφικό πλάτος. Η ευρεία αποδοχή και χρήση όμως των δορυφορικών προϊόντων οδήγησε πέρα από τη χρονική, και στη χωρική επέκταση της αποστολής. Έτσι, πολύ σύντομα ο TRMM σταδιακά συνδυάστηκε με άλλους μετεωρολογικούς δορυφόρους και τα διαθέσιμα μετεωρολογικά προϊόντα ξεκίνησαν να καλύπτουν ένα μεγαλύτερο εύρος από το -50 μέχρι το $+50$ γεωγραφικό πλάτος, καλύπτοντας με αυτόν τον τρόπο πλήρως την Ελληνική επικράτεια (Adler et al., 2000; Παπαθεοδοσίου, 2011).

Αν και ο δορυφόρος TRMM ξεκίνησε ως μέρος μιας πειραματικής αποστολής, με στόχο να μελετήσει τη βροχόπτωση στις τροπικές περιοχές, και παρότι αρχικά αναμενόταν να λειτουργήσει για 3-5 χρόνια, τελικά εξελίχθηκε στον πρωτεύοντα δορυφόρο ενός συστήματος ερευνητικών και λειτουργικών δορυφόρων που παρακολουθούν την κατακρήμνιση σε χρονικές κλίμακες 3 ωρών έως και υπερετήσιες. Ο πρωτεύοντας ρόλος του δορυφόρου TRMM στο σύστημα αυτό, οφείλεται στις υψηλής ποιότητας πληροφορίες που συνέλλεγε σχετικά με την κατακρήμνιση, χάρη στο συνδυασμό οργάνων με ενεργούς και παθητικούς αισθητήρες μικροκυματικής ακτινοβολίας που διέθετε και χάρη στην τροχιά του που παρακολουθούσε όλο τον ημερήσιο κύκλο με συχνές διασταυρώσεις με τους δορυφόρους πολικής τροχιάς. (NASA, 2007).

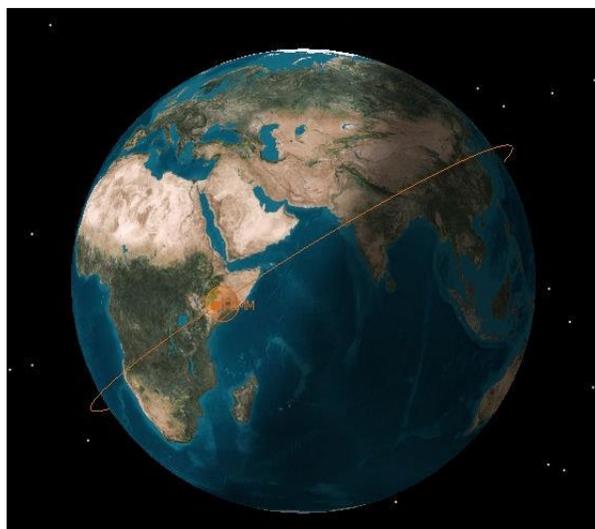
Στον Πίνακα 2.1 αναφέρονται τα κύρια χαρακτηριστικά της τροχιάς του δορυφόρου TRMM. Λόγω των χαρακτηριστικών της τροχιάς του, ο δορυφόρος εκτελούσε μία πλήρη περιστροφή γύρω από τη Γη σε περίπου 90 λεπτά, το οποίο αντιστοιχεί σε περίπου 16 περιστροφές ανά ημέρα. Στο Σχήμα 2.7 έχει σχεδιαστεί η προβολή της τροχιάς του δορυφόρου επί του εδάφους κατά τη διάρκεια μιας ημέρας (1^η Ιανουαρίου 2009). Από το σχήμα αυτό προκύπτει ότι η κάλυψή του περιορίζεται στους τροπικούς και ότι μεσολαβούν περίπου 3 ώρες μεταξύ διαδοχικών καταγραφών του ίδιου σημείου (το διπλάσιο της περιόδου της τροχιάς του). Στο Σχήμα 2.8 έχει σχεδιαστεί η ακριβής θέση του δορυφόρου TRMM την 1^η Ιανουαρίου 2009 και ώρα 13:40:52, η τροχιά του και το αποτύπωμα των οργάνων του στο έδαφος (Φωτόπουλος, 2011).

Πίνακας 2.1: Κυριότερα χαρακτηριστικά της τροχιάς του TRMM [Πηγή: Φωτόπουλος, 2011 μετά από επεξεργασία].

<i>Ιδιότητα</i>	<i>Τιμή</i>
Μέση κίνηση	15.5604 περιστροφές/ημέρα
Περίοδος τροχιάς	92.54 min
Κύριος άξονας τροχιάς	6726.338 km
Μεταβλητότητα κύριου άξονα τροχιάς	±1.25 km
Εκκεντρότητα	0.0001086
Μεταβλητότητα εκκεντρότητας	±0.000001
Γωνία κλίσης	34.9636°
Μεταβλητότητα γωνίας κλίσης	±0.05°
Γωνία περιγείου	236.335°
Μέση ανωμαλία τροχιάς	72.723°
Ορθή αναφορά	316.706°
Συντελεστής τριβής	7.1343×10^{-5}
Ημερομηνία εκτόξευσης	27/11/1997
Ημερομηνία επανεισόδου στην ατμόσφαιρα	17/06/2015
Βάρος (καθαρό)	2730 kg
Βάρος (ολικό)	3512 kg
Κατανάλωση σχεδιασμού	1100 W
Μέση πραγματική κατανάλωση	350 W
Αρχικά προσδιορισμένη διάρκεια ζωής	3 έτη και 2 μήνες
Πραγματική διάρκεια ζωής	17 έτη και 8 μήνες



Σχήμα 2.7: Προβολή τροχιάς του TRMM σε μία μέρα [Πηγή: Φωτόπουλος, 2011].



Σχήμα 2.8: Η θέση του TRMM στη 01/01/2009 13:40:52 [Πηγή: Φωτόπουλος, 2011].

Μετά την ανύψωση του δορυφόρου σε υψηλότερο υψόμετρο, υπολογίστηκε ότι τα καύσιμά του θα επαρκούσαν ώστε αυτός να πραγματοποιήσει ελεγχόμενη επανείσοδο στη Γη, έως το Σεπτέμβριο του 2005. Παρόλα αυτά, όπως αναφέρθηκε, η NASA και η JAXA αποφάσισαν τη συνέχιση της αποστολής, μέχρις ότου εξαντλούνταν τα καύσιμα του δορυφόρου. Στις 8 Ιουλίου του 2014, η ομάδα λειτουργίας του TRMM διαπίστωσε σημαντική πτώση της πίεσης στην προωθητική δεξαμενή της τάξης των ~ 3 psi έπειτα από την πραγματοποίηση του ελιγμού αποφυγής (drag make-up maneuver – DMUM) #610A (14:46:40-14:47:19.5 GMT). Μία σημαντικότερη πτώση της πίεσης της τάξης των ~ 10 psi καταγράφηκε έπειτα από την εκτέλεση του DMUM #610B (15:27:11-15:27:31.25 GMT). Μετά από ανάλυση του Εργαστηρίου Δυναμικής Πτήσεων (Flight Dynamics Facility), το εναπομείναν προωθητικό υπολογίστηκε σε περίπου 1 kg. Αυτό διατηρήθηκε για την περίπτωση ανάγκης αποφυγής διαστημικής τέφρας από τον δορυφόρο. Τότε ουσιαστικά ξεκίνησε η φάση τερματισμού της αποστολής TRMM (Nio et al., 2015).

Τον Οκτώβριο του 2014, ο δορυφόρος ξεκίνησε την καθοδική του τροχιά, με στόχο να φτάσει στο υψόμετρο των 335 km, το οποίο και θεωρούνταν ως το υψόμετρο στο οποίο και η λειτουργία του θα ολοκληρωνόταν (“decommissioning altitude”). Στο μεταξύ, το ραντάρ PR σταμάτησε τη λειτουργία του, ενώ το όργανο Απεικόνισης Μικροκυμάτων TMI συνέχισε να λειτουργεί, διαφοροποιώντας όμως σταδιακά τα χαρακτηριστικά της λειτουργίας του έως ότου αυτή διακόπηκε οριστικά στις 8 Απριλίου του 2015. Ο δορυφόρος εισήλθε στην ατμόσφαιρα της Γης στις 17 Ιουνίου 2015 και η όποια τέφρα διατηρήθηκε κατέληξε στο Νότιο Ινδικό Ωκεανό ανατολικά της Αυστραλίας (Huffman, 2015).

Αξίζει να αναφερθεί πως σύμφωνα με την Έκθεση Ανάλυσης Κινδύνου από την επανείσοδο του δορυφόρου της NASA (Re-entry and Risk Assessment for the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), 2015), ο κίνδυνος τραυματισμού ατόμου από τα κομμάτια του δορυφόρου είχε

υπολογιστεί σε 1 στα ~4200, δηλαδή εάν η ίδια επανείσοδος πραγματοποιούταν 4200 φορές, θα αναμενόταν να τραυματιστεί ένας άνθρωπος στη Γη.

Από τις 7 Οκτωβρίου 2014, οπότε ουσιαστικά ξεκίνησε η διαδικασία τερματισμός της αποστολής TRMM, η συνδυαστική χρήση των οργάνων PR και TMI (TCI) διακόπηκε. Έτσι, για τα βροχομετρικά προϊόντα που προκύπτουν από τη χρήση των οργάνων αυτών, ο Σεπτέμβρης του 2014 είναι ο τελευταίος μήνας που αυτά παρήχθησαν με τον συγκεκριμένο τρόπο (Bolvin and Huffman, 2015). Για το λόγο αυτό, στο προϊόν 3B42 παρατηρείται κάποια ανομοιογένεια για τις περιόδους πριν και μετά τον Οκτώβριο του 2014, ιδιαίτερα πάνω από τους ωκεανούς. Τα προϊόντα βροχόπτωσης της αποστολής TRMM (TMPA και TMPA-RT) θα συνεχίσουν να παράγονται έως τα μέσα του 2017, όπως υπολογίζεται, οπότε και θα αντικατασταθούν από τα προϊόντα της νέας αποστολής των NASA και JAXA (που αποτελεί το διάδοχο της TRMM) GPM (Global Precipitation Measurement) (Huffman, 2015).

2.4.3 Εγκατεστημένα όργανα δορυφόρου TRMM

Τα όργανα τα οποία βρίσκονταν εγκατεστημένα στο δορυφόρο TRMM κατά τη λειτουργία του, αναλύονται παρακάτω και παρουσιάζονται στο Σχήμα 2.10 (Kummerow et al., 1998).

2.4.3.1 Ραντάρ Κατακρήμνισης, PR (Precipitation Radar)

Το Ραντάρ Κατακρήμνισης (PR) του δορυφόρου TRMM είναι το πρώτο διαστημικό ραντάρ βροχόπτωσης και το μόνο όργανο στο δορυφόρο που είχε τη δυνατότητα να καταγράψει την κατακόρυφη κατανομή της βροχόπτωσης. Βασικοί στόχοι λειτουργίας του ήταν (Kummerow et al., 1998):

- α) Η εκτίμηση του 3-διάστατου προφίλ της βροχόπτωσης, και ειδικά της κατακόρυφης κατανομής της.
- β) Η ποσοτική εκτίμηση της βροχόπτωσης πάνω από ωκεανούς και ξηρά.
- γ) Η βελτίωση της ακρίβειας των εκτιμήσεων με την ταυτόχρονη και συνδυασμένη χρήση ενεργού (PR) και παθητικού (TMI και VIRS) αισθητήρα.

Το PR κατασκευάστηκε από το Ιαπωνικό Εθνικό Ινστιτούτο Τεχνολογίας Πληροφοριών και Επικοινωνιών NICT (National Institute of Information and Communication Technology) και τη JAXA. Πρόκειται για μια κεραιοσυστοιχία σε φάση, με συχνότητα λειτουργίας στα 13.8 GHz και οριζόντια πολικότητα (Αλεξοπούλου, 2010). Το εύρος του αποτυπώματος του οργάνου στο έδαφος δεν υπερέβαινε τα 247 km (έναντι των 215 km που ήταν αρχικά, όταν το ύψος της τροχιάς του ήταν στα 350 km (DeMoss and Bowman, 2007), ενώ η κατακόρυφη ανάλυσή του έφτανε έως τα 250 m αρχίζοντας από το έδαφος και φθάνοντας σε ύψος λίγο μεγαλύτερο από 20 km, καλύπτοντας πλήρως την ατμόσφαιρα. Η οριζόντια ανάλυση στο ναδίρ είναι 5 km (έναντι των 4.3 km αρχικά) ± 0.15 km με τη θέση του δορυφόρου (Παπαθεοδοσίου, 2011).

Το ραντάρ πραγματοποιούσε, κατά τη λειτουργία του, μια εξωτερική βαθμονόμηση με ένα επίγειο Ενεργό Ραντάρ Βαθμονόμησης ARC (Active Radar Calibrator) περίπου τέσσερις φορές το έτος και μια εσωτερική βαθμονόμηση, για να μετρήσει την απόκριση συχνότητας του δέκτη, περίπου μία φορά την ημέρα. Αξίζει να σημειωθεί πως η λειτουργία του ραντάρ ήταν εξόχως σταθερή, με προκύπτουσες αποκλίσεις κατά τις βαθμονομήσεις της τάξης του ± 0.5 dB και μακροχρόνιες αποκλίσεις της τάξης του 0.1 dB. Για το λόγο αυτό, το PR έχει χρησιμοποιηθεί και σαν πρότυπο για τη βαθμονόμηση επίγειων ραντάρ (NASA, 2007).

2.4.3.2 Απεικόνιση Μικροκυμάτων TMI (TRMM Microwave Imager)

Το όργανο Απεικόνισης Μικροκυμάτων TMI ήταν ένα ραδιόμετρο με παθητικό αισθητήρα που μετρούσε την μικροκυματική ακτινοβολία της Γης και της ατμόσφαιρας από εννιά κανάλια σε πέντε συχνότητες: 10.7, 19.4, 21.3, 37.0, και 85.5 GHz. Σε κάθε συχνότητα αντιστοιχούσαν δύο κανάλια, ένα οριζόντιας και ένα κατακόρυφης πολικότητας, εκτός από τη συχνότητα των 21.3 GHz που διέθετε μόνο κατακόρυφη πολικότητα (Αλεξοπούλου, 2010). Σκοπός του ήταν να παρέχει δεδομένα που σχετίζονται με την ένταση της βροχόπτωσης πάνω από τους ωκεανούς. Η ακρίβειά του ήταν μειωμένη πάνω από την ξηρά, καθώς οι ανομοιογενείς εκπομπές από την επιφάνεια της στεριάς δυσχέραιναν την ερμηνεία των μετρήσεων.

Όσον αφορά το δορυφόρο TRMM, λόγω των χαρακτηριστικών της τροχιάς του, το αποτύπωμα του οργάνου επί του εδάφους ήταν κωνικής μορφής, εύρους 878 km περίπου (έναντι των αρχικών 760 km) και οριζόντιας ανάλυσης 6 έως 50 km, ανάλογα με τη θέση του δορυφόρου (Μπαλτάς, 2013).

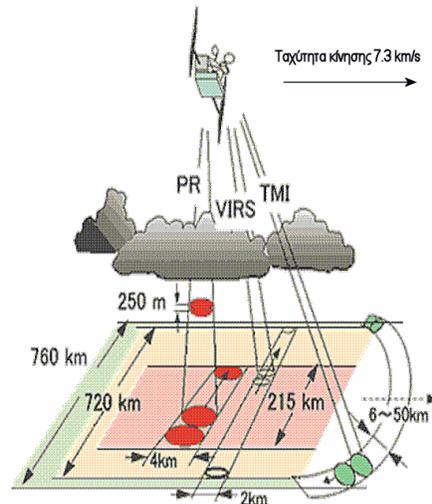
2.4.3.3 Σαρωτής Ορατής και Υπέρυθρης Ακτινοβολίας, VIRS (Visible and Infrared Scanner)

Το όργανο αυτό μετρούσε την εκπεμπόμενη ακτινοβολία σε πέντε φασματικές ζώνες με μήκη κύματος που κυμαίνονταν από 0.6 μέχρι 12 μm . Η σύγκριση των μετρήσεων του VIRS με αυτών του TMI παρείχε τον τρόπο για την ακριβέστερη εκτίμηση της βροχόπτωσης, απ' ό,τι με τη χρήση των μετρήσεων χωριστά (NASA, 2007). Αυτό συμβαίνει γιατί χάρη στις μετρήσεις του VIRS μπορούσε να εκτιμηθεί η κατανομή των νεφών, κάτω από τα οποία πραγματοποιείται η βροχόπτωση.

Ο δορυφόρος δεχόταν την ακτινοβολία της ανώτερης επιφάνειας των νεφών και ανάλογα με το αν αυτή ήταν ψυχρή ή θερμή μπορούσε να γίνει μια εκτίμηση αρχικά του ύψους στο οποίο βρίσκεται η κορυφή των νεφών και μετά της πιθανότητας αυτά να προκαλέσουν κατακρήμνιση. Το μεγάλο πλεονέκτημα της υπέρυθρης ακτινοβολίας είναι ότι παρέχει τη δυνατότητα της συνεχούς καταγραφής των νεφικών συστημάτων, καθ' όλη τη διάρκεια του 24ώρου. Συσχετίζοντας τις εικόνες ορατής και υπέρυθρης ακτινοβολίας με τις μετρήσεις των μικροκυματικών αισθητήρων TMI και PR, μπορούσαν να προκύψουν περισσότερα συμπεράσματα για τη σχέση της θερμοκρασίας στην ανώτερη επιφάνεια των νεφών και την

κατακρήμνιση, τα οποία χρησιμοποιούνταν για την ερμηνεία των ορατών και υπέρυθρων εικόνων από τα ραδιόμετρα των γεοστάσιμων δορυφόρων (Parkinson et al., 2006).

Η γωνία σάρωσης του οργάνου ήταν $\pm 45^\circ$ που μεταφράζεται σε 720 km πλάτος αποτυπώματος στο έδαφος. Η οριζόντια ανάλυσή του δεν υπερέβαινε τα 2 km. Στο Σχήμα 2.9 έχει σχεδιαστεί σκαριφηματικά το αποτύπωμα των οργάνων PR, TMI και VIRS στο έδαφος (Μπαλτάς, 2013).



Σχήμα 2.9: Γεωμετρία πεδίου σάρωσης των τριών βασικών οργάνων για τη μέτρηση της βροχόπτωσης: PR, TMI και VIRS [Πηγή: Kummerow et al., 1998].

2.4.3.4 Σύστημα Νέφωσης και Ακτινοβολούμενης Γήινης Ενέργειας, CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System)

Το όργανο αυτό, δεν είχε ως στόχο τη μέτρηση της βροχόπτωσης όπως τα τρία προηγούμενα, αλλά τη μείωση της αβεβαιότητας στην πρόβλεψη των μακροχρόνιων αλλαγών του κλίματος της Γης. Το όργανο μετρούσε την ακτινοβολούμενη γήινη ενέργεια η οποία διαχωριζόταν από αυτή των νεφών της ατμόσφαιρας. Η επίτευξη του στόχου του βασιζόταν στην εξήγηση της απόκλισης της ακτινοβολούμενης ενέργειας που χρησιμοποιείται σε φυσικά μοντέλα πρόβλεψης κλίματος και ο καθορισμός του ισοζυγίου επιφανειακής εκπομπής ακτινοβολίας, το οποίο διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στις ατμοσφαιρικές διεργασίες και στη μεταφορά ενέργειας από τον αέρα στη θάλασσα και αντίστροφα (Μπαλτάς, 2013).

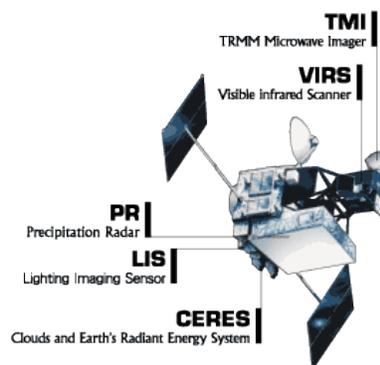
Το συγκεκριμένο όργανο λειτουργούσε σε ένα φάσμα από 0.3 έως 5 μm για τα βραχέα κύματα και από 8 έως 12 μm για τα μακρά (NASA, 2011). Η επίτευξη του στόχου του βασιζόταν στην εξήγηση της απόκλισης της ακτινοβολούμενης ενέργειας, που χρησιμοποιείται σε φυσικά μοντέλα πρόβλεψης κλίματος, και στον καθορισμό του ισοζυγίου επιφανειακής εκπομπής ακτινοβολίας, το οποίο διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στις ατμοσφαιρικές διεργασίες και στη μεταφορά ενέργειας από τον αέρα στη θάλασσα και αντίστροφα (Pessi and Businger, 2009).

Δυστυχώς το όργανο CERES λειτούργησε μόνο κατά την περίοδο Ιανουαρίου – Αυγούστου 1998 και τον Μάρτιο 2000 εξαιτίας μιας αστοχίας στο ηλεκτρικό του σύστημα (Αλεξοπούλου, 2010).

2.4.3.5 Αισθητήρας Απεικόνισης Αστραπών LIS (Lightning Imaging Sensor)

Πρόκειται για ένα απλό όργανο που αποτελείτο από έναν απεικονιστή ρυθμισμένο έτσι ώστε να εντοπίζει τις αστραπές που δημιουργούνται ανάμεσα σε δύο διαφορετικά νέφη ή μεταξύ δύο διαφορετικών τμημάτων του ίδιου νέφους ή ανάμεσα σε ένα νέφος και στο έδαφος. Το όργανο LIS κατέγραφε επίσης τόσο τη χρονική στιγμή εμφάνισης της αστραπής όσο και την ακτινοβολούμενη ενέργεια. Καθώς ο δορυφόρος κινούταν γύρω από τη Γη με ταχύτητα περίπου 7.3 km/s το LIS μπορούσε να παρακολουθήσει μια καταιγίδα για περίπου 80 με 90 s καθώς διερχόταν από επάνω της. Ο χρόνος αυτός κρίνεται ως αρκετός για να καταγραφεί ο ρυθμός εμφάνισης αστραπών (Cristian, 1999).

Ο αισθητήρας απεικόνισης αστραπών ήταν ένα οπτικό τηλεσκόπιο συνδυασμένο με ένα σύστημα φιλτραρισμένης απεικόνισης, το οποίο κατέγραφε τις αστραπές που σημειώνονταν εντός των νεφών αλλά και αυτές που λάμβαναν χώρα από τα νέφη προς το έδαφος. Σε συνδυασμό με τις μετρήσεις των οργάνων PR, TMI και VIRS, είχαν γίνει σημαντικά βήματα για τη συσχέτιση των αστραπών με τη βροχόπτωση και με άλλες ιδιότητες των καταιγίδων (Pessi and Businger, 2009).



Σχήμα 2.10: Εγκατεστημένα όργανα δορυφόρου TRMM [Πηγή: <http://pmm.nasa.gov/multimedia/images/TRMM>].

2.4.4 Μετρήσεις

Κάθε προϊόν του TRMM έχει μια κωδική ονομασία που αποτελείται από τέσσερις χαρακτήρες. Οι πρώτοι δύο χαρακτήρες φανερώνουν το επίπεδο του προϊόντος (Πίνακας 2.2) ενώ οι υπόλοιποι δύο χρησιμοποιούνται ως αύξοντας αριθμός του προϊόντος. Όλα τα επίπεδα, εκτός του 0, έχουν στάδια, τα οποία ονομάζονται A, B κ.ο.κ. Τα προϊόντα του ίδιου επιπέδου που ανήκουν σε επόμενο στάδιο χρησιμοποιούν προϊόντα του προηγούμενου ή προηγούμενων. Για παράδειγμα, για προϊόντα του σταδίου B χρησιμοποιούνται προϊόντα του ίδιου επιπέδου που ανήκουν στο στάδιο A. Τα προϊόντα του δεύτερου σταδίου του τρίτου επιπέδου, είναι τα μόνα

που χρησιμοποιούν πρωτογενή δεδομένα που δεν προέρχονται από το δορυφόρο TRMM (Φωτόπουλος, 2011).

Πίνακας 2.2: Τα επίπεδα των προϊόντων του TRMM [Πηγή: NASA, 2007 έπειτα από επεξεργασία από Φωτόπουλος, 2011]

Επίπεδο	Ορισμός
0	Πρωτογενείς ανεπεξέργαστες μετρήσεις χρονικά τοποθετημένες, οι οποίες έχουν περάσει έλεγχο ποιότητας και έχουν αφαιρεθεί τυχόν περιττές επαναλήψεις τους
1 (A/B/Γ)	Βοηθητικά δεδομένα γεωαναφοράς που έχουν επισυναφθεί στο επίπεδο 0. Η επεξεργασία τους έχει γίνει υιοθετώντας φυσικές μονάδες που είναι κατάλληλες για κάθε αισθητήρα. Τέτοια βοηθητικά δεδομένα είναι η ανακλαστικότητα του ραντάρ, η θερμοκρασία της φωτεινότητας, κ.λ.π.
2 (A/B)	Μετεωρολογικές μεταβλητές (όπως η ένταση βροχόπτωσης), που προέρχονται από δεδομένα του επιπέδου 1 χρησιμοποιώντας διάφορους αλγόριθμους. Τα πεδία των μεταβλητών αυτών είναι δισδιάστατα ή τρισδιάστατα, κατά μήκος του αποτυπώματος των οργάνων του δορυφόρου
3 (A/B)	Όλα τα αποτελέσματα της επιφανειακής ολοκλήρωσης των μεταβλητών του επιπέδου 2 σε έναν ομοιόμορφο χωρικά και χρονικά κάρναβο

2.4.4.1 Προϊόντα επιπέδου 1

Το προϊόν 1B01 είναι το μοναδικό που προέρχεται από μετρήσεις του σαρωτή ορατής και υπέρυθρης ακτινοβολίας, VIRS. Στο 1B01 περιέχονται οι τιμές της ακτινοβολίας, οι οποίες έχουν υποστεί ραδιομετρική και γεωμετρική διόρθωση. Οι διορθώσεις αυτές γίνονται με βάση τις μετρήσεις από το όργανο CERES (στο διάστημα που αυτό λειτουργούσε).

Με βάση τις μετρήσεις από το όργανο απεικόνισης μικροκυμάτων TMI και αφού προστεθεί γεωαναφορά σε κάθε μέτρηση, προκύπτει το προϊόν 1B11, το οποίο περιέχει τη θερμοκρασία της λαμπρότητας ('brightness temperature') ανά τροχιά δορυφόρου (περίπου 16 καταγραφές ανά θέση και ανά ημέρα).

Από το ραντάρ κατακρήμνισης παράγονται δύο προϊόντα του επιπέδου 1. Το πρώτο είναι το 1B21, το οποίο περιέχει τη ρυθμισμένη λαμβανόμενη ισχύ και ο δεύτερο είναι ο 1C21 που περιέχει την ανακλαστικότητα του ραντάρ.

Για το 1B21, το πλήθος των ψηφιακών σημάτων του ραντάρ μετατρέπεται σε ρυθμισμένη λαμβανόμενη ισχύ και θόρυβο, χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο που δημιουργήθηκε ειδικά για το ραντάρ κατακρήμνισης από τη NASDA (NASDA, 2001). Στη συνέχεια προστίθεται η πληροφορία του γεωγραφικού μήκους και πλάτους για τη μετατροπή των μετρήσεων αυτών σε ανακλαστικότητα του ραντάρ (Z) και εξασθένιση βροχόπτωσης, λαμβάνοντας έτσι το προϊόν 1C21 (Φωτόπουλος, 2011).

2.4.4.2 Προϊόντα επιπέδου 2

Με βάση το 1B11, υπολογίζεται το προφίλ της βροχής που ονομάζεται 2A12. Ο στόχος του αλγορίθμου 2A12 είναι η ανακατασκευή της κατακόρυφης κατανομής υδρατμών, των νεφών και της βροχόπτωσης με τη μέγιστη δυνατή κατακόρυφη ανάλυση, συγκρίνοντας τις μετρημένες θερμοκρασίες λαμπρότητας με γνωστά προφίλ νεφών μιας βάσης δεδομένων αναφοράς που έχουν γνωστές θερμοκρασίες λαμπρότητας.

Συνδυάζοντας το 1B11, 2A12 και 1C21, προκύπτουν η διάμετρος των υδροσταγονιδίων ο συντελεστής διόρθωσης της εξασθένησης της βροχόπτωσης, η ένταση της βροχής και οι τυπικές αποκλίσεις όλων των προαναφερόμενων παραμέτρων. Ο συνδυασμός αυτός αναφέρεται στο προϊόν 2B31 (Φωτόπουλος, 2011).

2.4.4.3 Προϊόντα επιπέδου 3

Το προϊόν 3B31 αποτελεί έναν μηνιαίο παγκόσμιο χάρτη βροχόπτωσης πάνω από τη στεριά, ο οποίος έχει υπολογιστεί σε κάρναβο διαστάσεων $5^\circ \times 5^\circ$. Για τον υπολογισμό του χρησιμοποιούνται τα προϊόντα 2A12 και 3B31 και τα αποτελέσματα αναφέρονται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και σε δεκατέσσερα κατακόρυφα επίπεδα που απέχουν 250 m μεταξύ τους (Φωτόπουλος, 2011).

Το 3B42, το οποίο και εξετάζεται στην παρούσα εργασία, περιέχει 3ωρη βροχόπτωση σε κάρναβο $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Εκτός από τα 1B01, 2A12 και 3B31, ο αλγόριθμος επεξεργασίας του συνδυάζει επιπρόσθετες μετρήσεις υπέρυθρης ακτινοβολίας από άλλους γεωσταθερούς δορυφόρους, χρησιμοποιώντας χωρικά και χρονικά μεταβαλλόμενη ρύθμιση. Ο αλγόριθμος αυτός (Huffman, 2004) αποτελεί μια πιθανοτική προσέγγιση ταύτισης των εντάσεων των μέσων υπέρυθρων μετρήσεων του 1B01 με τις μετρήσεις των γεωσταθερών δορυφόρων GOES-E, GOES-W, MTSAT, Meteosat 5 και Meteosat 7 καθώς και του δορυφόρου με επίσης χαμηλή τροχιά, AQUA. Συνδυάζοντας το αποτέλεσμα της ταύτισης αυτής με το προϊόν 2A12 όσο πιο «κρύο» είναι ένα σημείο από τη θερμοκρασία φωτεινότητας που έχει η μηδενική βροχόπτωση, τόσο μεγαλύτερη βροχόπτωση λαμβάνει το σημείο αυτό (Huffman et al., 2007).

Τέλος, για την παραγωγή του 3B42, χρησιμοποιούνται οι μετρήσεις από το δίκτυο επίγειων σταθμών με τους οποίους γίνεται η επαλήθευση των εντάσεων βροχόπτωσής του. Εντελώς αντίστοιχο είναι και το προϊόν 3B42RT, με τη διαφορά ότι επειδή διανέμεται σε σχεδόν πραγματικό χρόνο, με υστέρηση 6 έως 12 ώρες, δεν έχει γίνει επαλήθευση (και πιθανώς διόρθωση) με το δίκτυο επίγειων συμβατικών σταθμών μέτρησης βροχόπτωσης (Dinku et al., 2007). Αναλυτικότερα στοιχεία για τον 3B42 και συγκεκριμένα για τη νεότερη έκδοση αυτού (Version 7) παρουσιάζονται παρακάτω (§ 2.9) μιας και πρόκειται για τον αλγόριθμο τα δεδομένα του οποίου χρησιμοποιούνται στην παρούσα εργασία.

Παράγωγο προϊόν του 3B42 είναι το 3B43, το οποίο περιέχει τις μηνιαίες τιμές της βροχόπτωσης στον ίδιο κάρναβο. Η διαφορά τους έγκειται στο γεγονός ότι κατά τον υπολογισμό του 3B43 λαμβάνονται υπόψη και οι μετρήσεις βροχόπτωσης από το επίγειο δίκτυο σταθμών που περιλαμβάνονται στο Global Precipitation Climatology Center (GPCC).

Παρόλο που η κίνηση του δορυφόρου και συνεπώς οι πρωτογενείς καταγραφές του περιορίζονται στα γεωγραφικά πλάτη από -30° έως $+30^{\circ}$ μοίρες, με χρήση καταγραφών υπέρυθρης ακτινοβολίας από άλλους γεωσταθερούς δορυφόρους και με τη γνώση που αποκτήθηκε λόγω της διερεύνησης των συσχετισμών βροχόπτωσης με θερμοκρασία λαμπρότητας, κατέστη εφικτή η επέκταση της κάλυψης των προϊόντων του TRMM, με αποτέλεσμα σήμερα η κάλυψη των προϊόντων του να εκτείνεται από τις -50 έως τις $+50$ για το 3B42 και από τις -60° έως τις $+60^{\circ}$ για το 3B42RT.

Ταυτόχρονα με την αύξηση της ισχύος των υπολογιστικών συστημάτων και τη διαρκή βελτίωση των αλγορίθμων επεξεργασίας, η ανάλυση των προϊόντων αυξήθηκε, φτάνοντας τις $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Στην πρώτη έκδοση των προϊόντων η ανάλυση ήταν μόλις $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (Φωτόπουλος, 2011).

Τα προϊόντα του TRMM παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.3.

Πίνακας 2.3: Προϊόντα Δορυφορικών Μετρήσεων TRMM [Πηγή: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov>, μετά από προσαρμογή από Αλεξοπούλου, 2010].

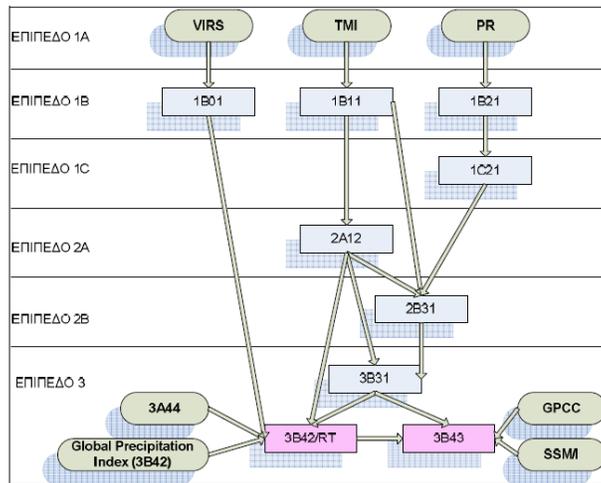
<i>Επίπεδο</i>	<i>Αλγόριθμος</i>	<i>Προϊόν</i>
Επίπεδο 1	1B01	Ορατή και Υπέρυθρη Ακτινοβολία VIRS
	1B11	Θερμοκρασία Λαμπρότητας Μικροκυμάτων TMI
	1B21	Ληφθείσα Ενέργεια Ραντάρ Βροχόπτωσης PR
	1C21	Ανακλαστικότητα του Ραντάρ Βροχόπτωσης PR
Επίπεδο 2	2A12	Κατανομή των Υδρομετέωρων από το TMI
	2A21	Διατομή Επιφάνειας από το Ραντάρ Βροχόπτωσης PR
	2A23	Χαρακτηριστικά Βροχής από το Ραντάρ Βροχόπτωσης PR
	2A25	Κατανομή και Ένταση Βροχής από το Ραντάρ Βροχόπτωσης PR
	2B31	Συνδυασμός TMI και PR - Κατανομή Βροχής
Επίπεδο 3	3A11	Μηνιαίες Τιμές - 5° x 5° - Βροχοπτώσεις πάνω από Ωκεανούς
	3A12	Μηνιαίες Τιμές - 0.5° x 0.5° - Μέσες Τιμές του 2A12, Κατανομή και Επιφανειακή Βροχόπτωση
	3A25	Μηνιαίες Τιμές - 5° x 5° και 0.5° x 0.5° - Βροχόπτωση από το PR
	3A26	Μηνιαίες Τιμές - 5° x 5° - Επιφανειακή Βροχόπτωση από το Ραντάρ PR
	3B31	Μηνιαίες Τιμές - 5° x 5° - Βροχόπτωση από Συνδυασμό TMI και PR
	3A46	Μηνιαίες Τιμές - 1° x 1° - Βροχόπτωση από τον SSM/I
	3B42	3ώρων - 0.25° x 0.25° - Διορθωμένη Βροχόπτωση από Συνδυασμό TRMM και άλλων δορυφόρων
	3B43	Μηνιαίες Τιμές - 0.25° x 0.25° - Βροχόπτωση από Συνδυασμό TRMM και άλλων μετρήσεων
CSH	Μηνιαίες Τιμές - 0.5° x 0.5° - Κατανομή Λανθάνουσας Θερμότητας από Μεταγωγικές και Στρωματόμορφες Βροχοπτώσεις	

2.4.5 Ο αλγόριθμος 3B42 Version 7

Ο σκοπός του Αλγορίθμου 3B42 είναι να παρέχει εκτιμήσεις κατακρήμνισης και εκτιμήσεις του μέσου τετραγωνικού σφάλματος της κατακρήμνισης, συγχωνεύοντας μετρήσεις μικροκυμάτων και μετρήσεις υπέρυθρης ακτινοβολίας από το δορυφόρο TRMM με μετρήσεις άλλων δορυφόρων. Οι εκτιμήσεις αυτές δίνονται σε κάρτα 0.25° x 0.25° με χρονική ευκρίνεια 3 ωρών και καλύπτουν μια παγκόσμια ζώνη εύρους από γεωγραφικό πλάτος 50° Βόρεια έως 50° Νότια (Huffman, 2013). Σημειώνεται πως στην πρώτη έκδοση του προϊόντος (2000) η χωρική ανάλυση ήταν το πολύ 1° x 1° (Φωτόπουλος, 2011). Το προϊόν καλύπτει την περίοδο από 1/1/1998 μέχρι και σήμερα και παρέχεται στο κοινό με υστέρηση 2-3 μηνών. Στο Σχήμα 2.11 παρουσιάζεται το διάγραμμα ροής της μεθοδολογίας που ακολουθείται από τους αλγορίθμους TRMM.

Οι εκτιμήσεις του 3B42 γίνονται σε τέσσερα στάδια (Huffman et al., 2007):

- 1) Οι εκτιμήσεις της κατακρήμνισης από τις μετρήσεις όλων των διαθέσιμων μικροκυματικών δεικτών βαθμονομούνται και συνδυάζονται.
- 2) Υπολογίζονται οι εκτιμήσεις κατακρήμνισης από τις μετρήσεις υπέρυθρης ακτινοβολίας με τη χρήση των διορθωμένων εκτιμήσεων από τους μικροκυματικούς δέκτες.
- 3) Οι εκτιμήσεις από τους μικροκυματικούς δέκτες και τους δέκτες υπέρυθρης ακτινοβολίας των δύο προηγούμενων σταδίων συνδυάζονται.
- 4) Οι τιμές διορθώνονται με βάση μηνιαία δεδομένα από επίγειες μετρήσεις.



Σχήμα 2.11: Διάγραμμα ροής αλγορίθμων TRMM [Πηγή: Φωτόπουλος, 2011].

Στο 1^ο βήμα εκτιμάται η κατακρήμνιση από τις μετρήσεις οργάνων με παθητικούς αισθητήρες μικροκυμάτων που λειτουργούν σε διάφορους δορυφόρους χαμηλής τροχιάς. Ειδικότερα, στην έκδοση 7 αξιοποιούνται οι μετρήσεις από το όργανο Απεικόνισης Μικροκυμάτων TMI του δορυφόρου TRMM, από τον GPROF-SSM/I (Goddard Profiling Algorithm-Special Sensor Microwave Imager), από τον GPROF-SSM/I/S (Goddard Profiling Algorithm-Special Sensor Microwave Imager/Sounder) από το AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System), του AMSU-B (Advanced Microwave Sounding Unit) και το MHS (Microwave Humidity Sounder). Ουσιαστικά από το συνδυασμό αυτών προκύπτει το προϊόν 2A12. Για την παραγωγή των εκτιμήσεων Υψηλής Ποιότητας από μικροκύματα (HQ), χρησιμοποιούνται επιπλέον και τα δεδομένα TCI (TRMM Combined Instrument). Πρόκειται για τα προϊόντα του αλγορίθμου 2B31, ο οποίος συνδυάζει τις μικροκυματικές μετρήσεις του παθητικού αισθητήρα TMI με τις μετρήσεις του ενεργητικού αισθητήρα PR, για να εκτιμήσει την κατακόρυφη κατανομή των παραμέτρων της βροχόπτωσης (ένταση και μέγεθος κατακρημνισμάτων). Τα δεδομένα TCI χρησιμοποιούνται ουσιαστικά ως βάση για τη βαθμονόμηση των μετρήσεων από τους υπόλοιπους δορυφόρους (Huffman, 2013).

Όταν οι εκτιμήσεις βροχόπτωσης για καθένα από τα ως άνω όργανα έχουν υπολογιστεί, διαμορφώνεται ο κάρναβος από τις βέλτιστες τιμές για κάθε φατνίο. Σε κάθε φατνίο 0.25° x 0.25°

μπορεί να αντιστοιχεί πάνω από μία τιμή λόγω πολλαπλών σαρώσεων, αν και για χρονική ευκρίνεια 3 ωρών και για δεδομένο φαινόμενο το πιο πιθανό είναι να υπάρχει μία ή καμία τιμή. Στην περίπτωση που υπάρχουν πολλαπλές σαρώσεις, τότε υπολογίζεται σαν τιμή φαινομένου ο μέσος όρος των εκτιμήσεων του TCI και των TCI-προσαρμοσμένων TMI, AMSR-E και SSMI, ενώ όταν δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα από τα υπόλοιπα όργανα, χρησιμοποιούνται οι TCI-προσαρμοσμένες εκτιμήσεις των AMSU-B/MHS (Huffman, 2013).

Το τελικό προϊόν του βήματος αυτού αναφέρεται ως «Υψηλής Ποιότητας μικροκυματικές εκτιμήσεις» HQ (High Quality microwave estimates).

Στο 2^ο βήμα πραγματοποιείται η εκτίμηση κατακρήμνισης από μετρήσεις υπέρυθρης ακτινοβολίας, πάλι από τον TRMM και τους λοιπούς δορυφόρους και η διόρθωσή τους με βάση μικροκυματικούς δέκτες. Ο αλγόριθμος 3B42 χρησιμοποιεί δύο διαφορετικά σετ δεδομένων IR (infrared estimates) για τη δημιουργία του 3ωρου 0.25° x 0.25° καννάβου. Το πρώτο σύνολο δεδομένων, που λαμβάνεται από το National Climate Data Center (NCDC), καλύπτει την περίοδο από την 1 Ιανουαρίου 1998 έως τις 6 Φεβρουαρίου 2000. Για την περίοδο από τις 7 Φεβρουαρίου 2000 και έπειτα, χρησιμοποιούνται δεδομένα υπέρυθρης ακτινοβολίας που προέρχονται από το Climate Prediction Center (CPC) (Huffman, 2013).

Τα δεδομένα υπέρυθρης ακτινοβολίας που λαμβάνονται, διορθώνονται, ανάγονται στη χωρική κλίμακα των 0.25° x 0.25° και συναθροίζονται στο 3ωρο. Τελικά από όλα τα διαθέσιμα δεδομένα υπέρυθρης ακτινοβολίας, προκύπτει ένας κάνναβος 0.25° x 0.25° με τιμές θερμοκρασίας λαμπρότητας Tb για κάθε 3 ώρες, σε χωρική και χρονική αντιστοιχία με τις εκτιμήσεις υψηλής ποιότητας HQ που προέκυψαν από τα δεδομένα μικροκυματικών αισθητήρων (Huffman and Bolvin, 2009).

Η μετατροπή των τιμών Tb σε εκτιμήσεις κατακρήμνισης πραγματοποιείται με τη βοήθεια των εκτιμήσεων υψηλής ποιότητας HQ. Αναλυτικότερα, η μετατροπή βασίζεται στην αρχή ότι: «ψυχρά νέφη προκαλούν περισσότερη κατακρήμνιση». Έτσι, οι χαμηλότερες τιμές θερμοκρασίας Tb αντιστοιχούνται στις μεγαλύτερες τιμές κατακρήμνισης των εκτιμήσεων HQ, ενώ για κάθε περιοχή, ορίζεται μια τιμή θερμοκρασίας ως κατώφλι, πάνω από την οποία αντιστοιχείται μηδενική τιμή κατακρήμνισης. Η τιμή κατωφλίου ορίζεται από τα δεδομένα μικροκυμάτων. Στη συνέχεια πραγματοποιείται η προσαρμογή των τιμών Tb στις εκτιμήσεις HQ, με την ίδια μέθοδο (πιθανοτικού ταιριάσματος – probability matching) που ακολουθήθηκε και για τις εκτιμήσεις HQ. Σε περίπτωση που κάποιο φαινόμενο παρουσιάζει έλλειψη ταυτόχρονων δεδομένων για όλο το μήνα, τότε οι συντελεστές προσαρμογής υπολογίζονται από ιστογράμματα ταυτόχρονων δεδομένων των γειτονικών φαινομένων. Η μέθοδος του πιθανοτικού ταιριάσματος, όμως, έχει ως αποτέλεσμα, στις υψηλές εντάσεις κατακρήμνισης να παρατηρούνται αφύσικες διακυμάνσεις. Για το λόγο αυτό, πραγματοποιείται μια διόρθωση σχετικά υποκειμενική, κατά την οποία το 0.17% των ψυχρότερων Tb στο ιστογράμμα αντικαθίσταται από ένα πολυώνυμο τετάρτου βαθμού. Το πολυώνυμο αυτό προέκυψε από την

εξέταση, σε κλιματολογικό όμως επίπεδο, της σχέσης μεταξύ των 0.17% ψυχρότερων Tb με την ένταση κατακρήμνισης για ένα σύνολο σημείων σε όλον τον κόσμο (Huffman et al., 2013; Αλεξοπούλου, 2010).

Οι εκτιμήσεις βροχόπτωσης που προκύπτουν από αυτή τη διαδικασία ορίζονται ως «εκτιμήσεις Μεταβλητής Έντασης Βροχόπτωσης» VAR (Variable Rain Rate).

Ο συνδυασμός των εκτιμήσεων HQ και VAR, που πραγματοποιείται στο 3^ο βήμα, για τον υπολογισμό της βέλτιστης εκτίμησης κατακρήμνισης, αποτελεί μια πρόκληση καθώς είναι αρκετά δύσκολο να συνδυάσει κανείς διαφορετικές εκτιμήσεις για ένα μη συνεχές φαινόμενο, όπως η κατακρήμνιση. Η διαδικασία συνδυασμού των εκτιμήσεων από τους παθητικούς αισθητήρες μικροκυμάτων, παρουσιάζει σχετικά καλή συμπεριφορά, αφενός γιατί όλοι οι αισθητήρες έχουν παρόμοια χαρακτηριστικά και αφετέρου γιατί χρησιμοποιείται ο ίδιος αλγόριθμος GPROF, στις περισσότερες περιπτώσεις, για την εκτίμηση της κατακρήμνισης. Αυτό όμως δεν ισχύει στην περίπτωση συνδυασμού των μικροκυματικών και υπέρυθρων μετρήσεων. Για αυτό, προς το παρόν, ακολουθείται η εξής απλή διαδικασία συνδυασμού των εκτιμήσεων: όπου υπάρχουν διαθέσιμες εκτιμήσεις HQ, επιλέγονται ως βέλτιστες, και μόνο εάν υπάρχει έλλειψη από HQ εκτίμηση, χρησιμοποιείται η εκτίμηση VAR. Το πρόβλημα σε αυτή την περίπτωση είναι ότι οι χρονοσειρές που προκύπτουν παρουσιάζουν ετερογένεια στα στατιστικά τους χαρακτηριστικά (Huffman 2013).

Το τελικό στάδιο (4^ο βήμα) στη δημιουργία του προϊόντος 3B42 είναι η έμμεση χρήση δεδομένων από επίγειες μετρήσεις. Ωστόσο, έχει παρατηρηθεί πως για χρονικές κλίμακες μικρότερες του ενός μήνα, η απευθείας χρήση των επίγειων βροχομετρικών δεδομένων στον αλγόριθμο καθίσταται προβληματική, μιας και συχνά αυτά παρουσιάζουν ασυνέπεια (τόσο ως προς την πυκνότητα των χρησιμοποιούμενων σταθμών όσο και ως προς το χρονικό βήμα καταγραφής). Το πρόβλημα αυτό έχει αντιμετωπιστεί ως εξής: οι 3ωρες HQ+VAR εκτιμήσεις συναθροίζονται αρχικά στο μήνα, δημιουργώντας έτσι ένα μηνιαίο προϊόν. Το προϊόν αυτό συνδυάζεται στον αλγόριθμο με τα μηνιαία δεδομένα των χρησιμοποιούμενων βροχογράφων, διαμορφώνοντας ουσιαστικά έτσι το προϊόν 3B43. Τέλος, για κάθε φατνίο του καννάβου υπολογίζεται ο λόγος των μηνιαίων εκτιμήσεων που προέκυψαν από το συνδυασμό δορυφορικών και επίγειων μετρήσεων ως προς τις μηνιαίες εκτιμήσεις από τις δορυφορικές μόνο μετρήσεις. Ο λόγος αυτός χρησιμοποιείται για την προσαρμογή των 3ωρων τιμών στα μηνιαία δεδομένα (Huffman, 2013). Έτσι, ακολουθείται ουσιαστικά η χρονική κατανομή των εκτιμήσεων HQ+VAR για τη διαμόρφωση του τελικού 3B42 προϊόντος.

Ως επίγειες μετρήσεις χρησιμοποιούνται τα μηνιαία δεδομένα του Κέντρου Παγκόσμιας Κατακρήμνισης και Κλιματολογίας GPCC (Global Precipitation Climatology Center) για την χρονική περίοδο από την αρχή της αποστολής TRMM μέχρι τον Μάρτιο του 2005 και τα δεδομένα του Συστήματος Αξιολόγησης και Παρακολούθησης του Κλίματος CAMS (Climate

Assessment and Monitoring System) του Κέντρου CPC από το Μάρτιο του 2005 έως σήμερα (Huffman et al., 2007).

Η Έκδοση 7 (Version 7) του προϊόντος 3B42 είναι η νεότερη που προσφέρεται από τη NASA. Η μετάβαση από την Έκδοση 6 (Version 6) πραγματοποιήθηκε στις 30 Ιουνίου 2011 και όλα τα δεδομένα, ξεκινώντας από τη 1 Ιανουαρίου 1998 επανεπεξεργάστηκαν με βάση το νέο αυτόν αλγόριθμο στον οποίο, εκτός των άλλων, υπεισέρχονται και μετρήσεις από περισσότερους δορυφόρους (όργανα SSMI, MHS) σε σχέση με την προηγούμενη έκδοση. Το πρώτο σετ των νέων δεδομένων δόθηκαν στο κοινό προς χρήση το Μάιο του 2012 και το δεύτερο (και τελευταίο) το Δεκέμβριο του 2012 (Huffman and Bolvin, 2014).

Τα αρχικά τεστ που πραγματοποιήθηκαν η NASA έδειξαν με τη χρήση του αλγορίθμου V7 έχουν εκμηδενιστεί τα σφάλματα στις τιμές πάνω από τους ωκεανούς για την περίοδο 2001-2007, τα οποία σχετιζόνταν με τον τρόπο που επεξεργάζονταν οι εκτιμήσεις βροχόπτωσης του AMSU. Παρά ταύτα, έχει βρεθεί πως η μέση βροχόπτωση πάνω από τους ωκεανούς στην τροπική ζώνη είναι σταθερά περίπου 5% υψηλότερη απ' ό,τι προκύπτει από το προϊόν 3B31, το οποίο λειτουργεί σαν προϊόν βαθμονόμησης. Οι λόγοι για τους οποίους συμβαίνει αυτό δεν είναι πλήρως κατανοητοί ακόμα, ωστόσο η διαφοροποίηση είναι αρκετά μικρή και ταυτόχρονα σταθερή, ώστε οι υπεύθυνοι να έχουν επιλέξει να μην προχωρήσουν σε αλλαγές πάραυτα (Huffman and Bolvin, 2014). Σε γενικές γραμμές πάντως, η Έκδοση 7 του αλγορίθμου θεωρείται σαφής βελτίωση, σε σχέση με τις προηγούμενες και για το λόγο αυτό τις έχει αντικαταστήσει (πρόσφατα τα προϊόντα της Έκδοσης 6 αποσύρθηκαν από την ιστοσελίδα της NASA και δεν είναι πλέον διαθέσιμα στο κοινό).

2.5 Ταξινόμηση βροχόπτωσης σε καθεστώς convective και stratiform

Η κατανόηση της δομής της επιφανειακής βροχόπτωσης είναι ένα θεμελιώδες ζήτημα στη μετεωρολογία. Οι Trenberth et al. (2003) παρατήρησαν πως τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης είναι εξίσου σημαντικά με την ποσότητα αυτής, και οι διάφορες προσομοιώσεις καθώς και μοντέλα οφείλουν να είναι σε θέση να αποδίδουν ορθά τη συχνότητα, διάρκεια καθώς και το ύψος της βροχόπτωσης στα διάφορα επεισόδια. Το καθεστώς convective ή stratiform είναι αναμφίβολα ένα από τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά της παγκόσμιας βροχόπτωσης. Όπως επισήμανε ο Houze (1997), αυτά τα δύο μοντέλα είναι ουσιαστικά η υπογραφή διακριτών δυναμικών διαδικασιών που λαμβάνουν χώρα στα νέφη και έχουν εξαιρετικά μεγάλη σημασία στις επιπτώσεις αναφορικά με την ατμοσφαιρική κυκλοφορία.

Η λογική για το διαχωρισμό των καθεστώτων stratiform και convective της βροχής έχει αναγνωριστεί εδώ και αρκετά χρόνια (Simpson et al., 1998). Ο Houze (1997) παρουσίασε μία λεπτομερή ανάλυση αναφορικά με αυτά τα ζητήματα. Πολλοί ερευνητές έχουν προτείνει αλγορίθμους για το διαχωρισμό της βροχόπτωσης σε convective και stratiform. Οι Lang et al.

(2003) έχουν συνοψίσει στην εργασία τους αρκετούς από αυτούς τους βιβλιογραφικά προτεινόμενους αλγορίθμους, ενώ πολλοί εξ' αυτών είναι ουσιαστικά παραλλαγές της προσέγγισης των Churchill and Houze (1984).

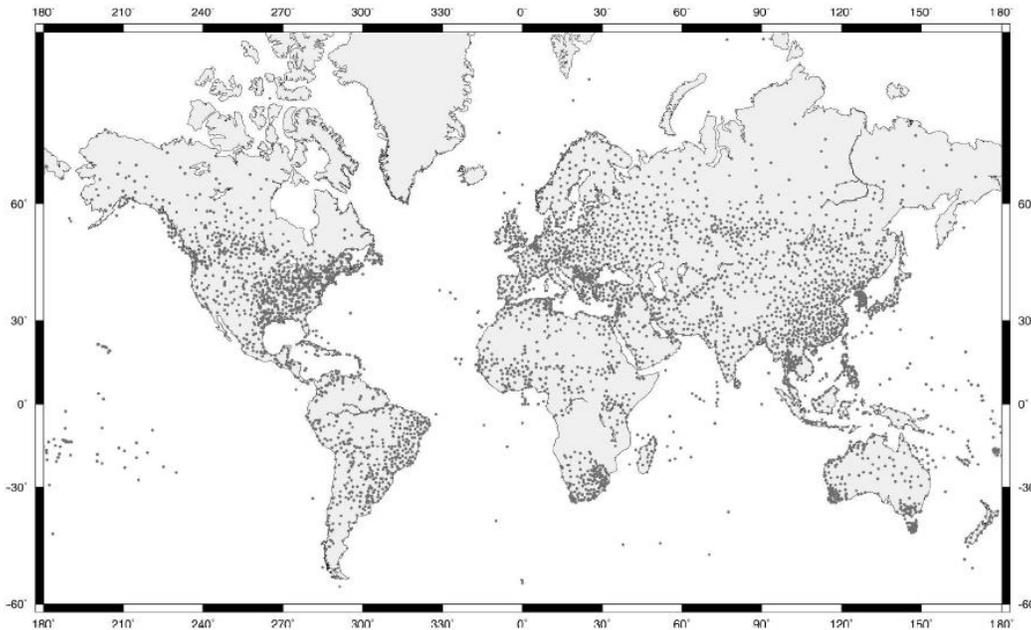
Η μεθοδολογία διάκρισης αναπτύσσεται βασιζόμενη στην κατακόρυφη κίνηση του ανέμου εντός των νεφών, όπου οι κύριοι φυσικοί μηχανισμοί είναι η συμπύκνωση των υδρατμών νερού και η προσκόλλησή τους πάνω στους παγοκρυστάλλους των νεφών. Η βροχόπτωση τύπου stratiform λαμβάνει χώρα όταν οι κατακόρυφη ανυψωτική κίνηση του ανέμου είναι ασθενής, σε σύγκριση με την ταχύτητα πτώσης των σωματιδίων πάγου και χιονιού (Houze, 1993). Αντίθετα, σε καθεστώς convective, η κατακόρυφη ταχύτητα κίνησης του ανέμου εντός των νεφών είναι ίση με την ταχύτητα των σωματιδίων που πέφτουν και έτσι ο επικρατών φυσικός μηχανισμός έχει να κάνει με τη συσσωμάτωση περισσότερων σταγονιδίων. Έτσι, ο χρόνος σχηματισμού των συσσωματωμάτων σε καθεστώς convective είναι μεγαλύτερος απ' ότι σε καθεστώς stratiform, αλλά τα σωματίδια είναι μεγαλύτερα σε μέγεθος όταν εγκαταλείπουν το νέφος και πέφτουν με τη μορφή κατακρημνίσματος (Tremblay and Glazer, 2000).

Η βροχόπτωση τύπου stratiform, η οποία είναι συνήθως συνδεδεμένη με νέφη τύπου nimbostratus, αναπτύσσεται συνήθως σε μεγάλη έκταση και είναι συνεχής στο χώρο, ενώ λαμβάνει χώρα κυρίως υπό καθεστώς θερμοδυναμικής ευστάθειας. Καθεστώς βροχόπτωσης stratiform αναπτύσσεται ως αποτέλεσμα μέσου γεωγραφικού πλάτους δημιουργίας μετώπου (midlatitude frontogenesis), οριζόντιας ευρείας κλίμακας σύγκλισης ή επαγωγής λόγω ορογραφίας. Αντίθετα, βροχόπτωση τύπου convective συνήθως σχετίζεται με νέφη τύπου cumulus - cumulonimbus, είναι περιορισμένης τοπικά έκτασης και ισχυρής έντασης, και δημιουργείται υπό συνθήκες έντονης ατμοσφαιρικής διαστρωμάτωσης. Οι συνθήκες αυτές είναι συχνές στην περιοχή της Μεσογείου. Επιπρόσθετα, μπορεί να παρατηρηθεί υπό συνθήκες αστικής θερμικής νησίδας, πάνω από μεγάλες πόλεις. Ένας συνδυασμός των δύο αυτών φαινομένων παρατηρείται έντονα πάνω από την Αθήνα, όπως έχουν δείξει οι Nastos and Zerefos (2007).

2.6 Ταξινόμηση της βροχόπτωσης σε παγκόσμιο επίπεδο

Ο Tremblay (2005) προκειμένου να μελετήσει τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης σε παγκόσμιο επίπεδο, ανέλυσε τις καταγραφές ενός υποσυνόλου του δικτύου του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (WMO) για ένα έτος (Σχήμα 2.12). Η ανάλυση έδειξε ότι η κατανομή της αθροιστικής κατακρημνισης σε σχέση 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 (Φελώνη, 2014).



Σχήμα 2.12: Κατανομή βροχομετρικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν την 01 Ιανουαρίου 2001 (3302 σταθμοί) [Πηγή: Tremblay, 2005].

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία του Tremblay αναλύθηκαν για το σύνολο του έτους 2001 σε συχνότητα 6h. Οι καταγραφές των βροχογράφων περιλαμβάνουν όλα τα ήδη κατακρήμνισης (υγρή και στερεή μορφή βροχής, χιόνι και χαλάζι) και η ποσότητα που καταγράφεται είναι το ύψος της κατακρήμνισης, το οποίο καθορίζεται ως το ύψος του υγρού νερού που συγκεντρώνεται κατά τη διάρκεια ενός καθορισμένου διαστήματος Δt . Το ύψος βροχής μπορεί να μετατραπεί σε μέση ένταση βροχής $R(t) = h(t)/\Delta t$ ($\Delta t = 6$ h στη συγκεκριμένη εργασία).

Εάν $f(R)dR$ είναι ο αριθμός των σταθμών που καταγράφουν την ένταση της βροχής μεταξύ R και $R + dR$ και, η συνολική ποσότητα βροχής στο διάστημα dR κατά τη διάρκεια Δt είναι:

$$P(R)dR = f(R)RdR \quad (2.1)$$

Όπου $P(R)$ είναι η κατανομή της βροχής και $f(R)$ είναι η συνάρτηση συχνότητας πυκνότητας (με μονάδες TL^{-1}). Η βροχόπτωση εντός του διαστήματος Δt σε δεδομένη στιγμή είναι:

$$P_t(t) = \int_{0^+}^{\infty} P(R)dR = N\langle R \rangle \quad (2.2)$$

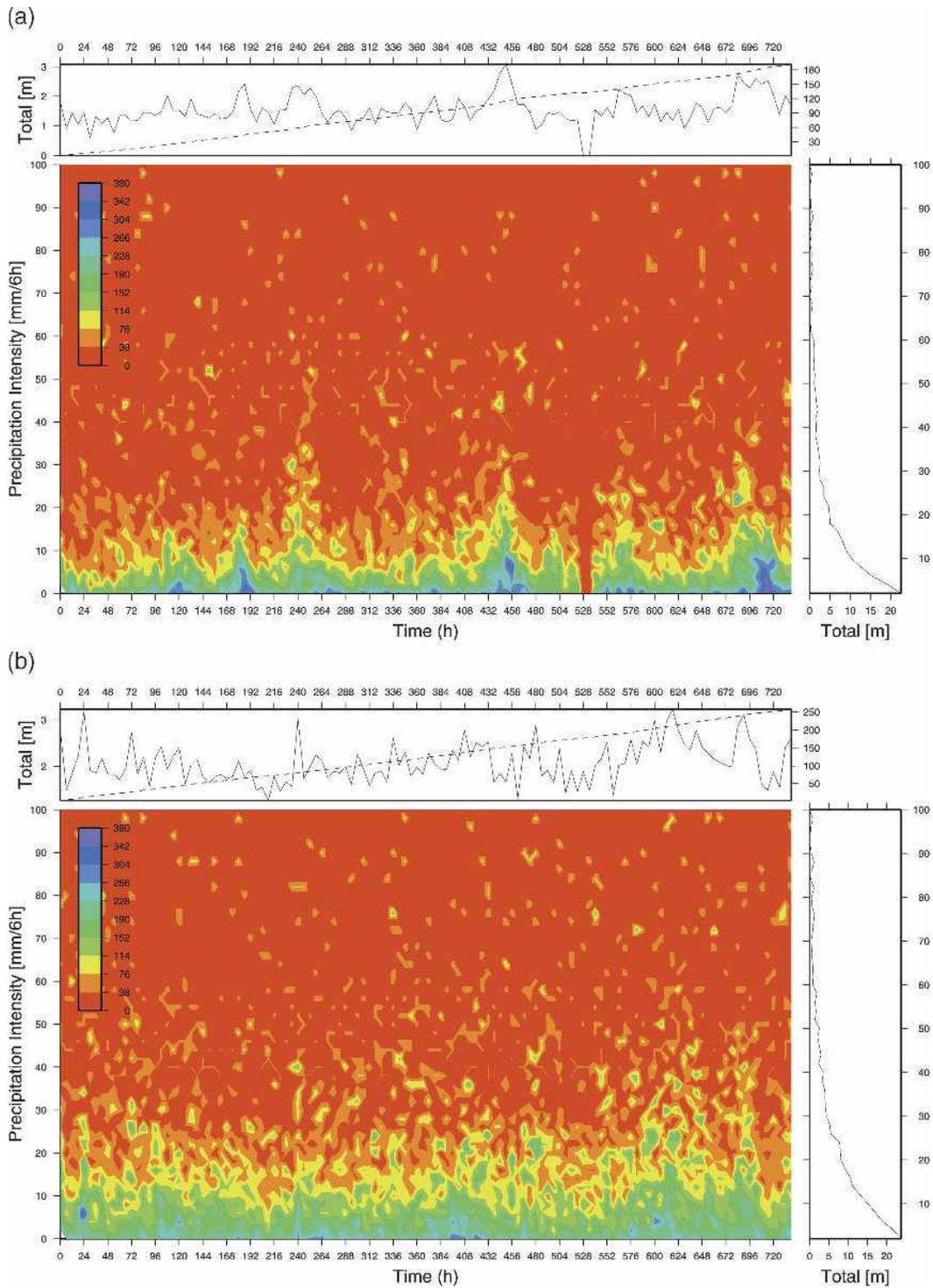
Το κάτω όριο 0^+ υποδηλώνει πως οι μηδενικές τιμές δε λαμβάνονται υπόψη. Η ποσότητα $\langle R \rangle$ είναι η μέση ένταση βροχής σε δεδομένο χρόνο, και $N = \int f(R)dR$ είναι ο συνολικός αριθμός σταθμών. Η μέση στο χρόνο κατανομή βροχόπτωσης σε ένα αυθαίρετο διάστημα T καθορίζεται από τη σχέση:

$$\bar{P}(R)dR = \frac{1}{T} \int_0^T P(R)dRdt \quad (2.3)$$

Οι σχέσεις 2.1 και 2.3 χρησιμοποιούνται για τη δημιουργία ενός αριθμού σχημάτων, όπως το Σχήμα 2.13. Στο Σχήμα 2.13, η ποσότητα $P(R)dR$ έχει υπολογιστεί για κάθε 6-ωρο κατά τη διάρκεια του Ιανουαρίου και Ιουλίου του έτους 2001 ($T= 744 h$, για κάθε μήνα). Επιπρόσθετα, οι ποσότητες P_T και $PdRxT$ απεικονίζονται στην κορυφή και στη δεξιά πλευρά του σχήματος αντίστοιχα.

Όπως φαίνεται στο διάγραμμα του Σχήματος 2.13, η κατακρήμνιση χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα υψηλή μεταβλητότητα στο χρόνο και τους δύο μήνες, και στις δύο κατευθύνσεις (R και 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). 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 και έντονα παρατηρούνται συστήματα σε χαμηλές εντάσεις (πχ 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 2.13 (α). Από την άλλη, η μεταβλητότητα και η συμβολή των υψηλών ανωμαλιών είναι πολύ πιο σημαντική το μήνα Ιούλιο. Οι εντάσεις κινούνται κατά κανόνα σε υψηλότερες τιμές απ' ότι 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.



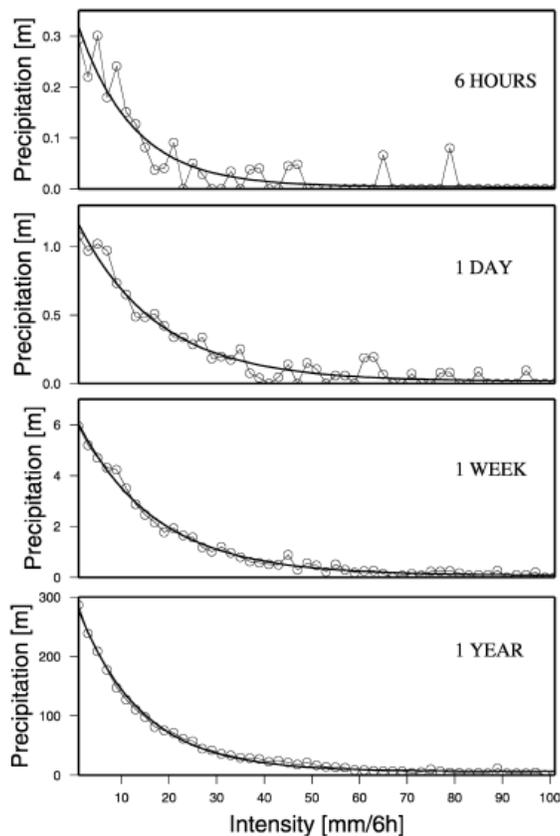
Σχήμα 2.13: (a) Ιανουάριος και (b) Ιούλιος 2001. Κατανομή της βροχόπτωσης $P(R)dR$ (mm) σαν συνάρτηση χρόνου και έντασης σε σχέση με τη συνολική στιγμιαία (P_T) και αθροιστικής (διακεκομμένης) βροχόπτωσης σαν (πάνω) συνάρτηση του χρόνου και (δεξιά) μέσης κατανομής βροχόπτωσης [Πηγή: Tremblay, 2005].

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 2.13 είναι η τέλεια εκθετική μορφή της συνάρτησης κατανομής της $P(R)$, την οποία και θα αναλυθεί στη συνέχεια. Παρατηρείται ότι η συγκεκριμένη κατανομή είναι ανεξάρτητη του χρονικού διαστήματος βάσης, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.14. Σε αυτό το Σχήμα, η κατανομή της μέσης βροχόπτωσης παρουσιάζεται για χρονικά διαστήματα 6 h, 1 day, 1 week και 1 yr. Οι κύκλοι αντιστοιχούν στην πραγματική κατανομή, όπως μετρήθηκε από τους σταθμούς, ενώ η συνεχής γραμμή αντιστοιχεί σε προσαρμοσμένη εκθετική κατανομή. Οι κατανομές αυτές μας οδηγούν στο συμπέρασμα πως η ποσότητα $P(R)$ μπορεί να παρασταθεί σύμφωνα με μία σχέση της μορφής:

$$P(R) = A(t)e^{-B(t)R} \quad (2.4)$$

Όπου οι παράμετροι $A(t)$ και $b(t)$ εξαρτώνται από το χρόνο. Σε γενικές γραμμές, η εκθετική κατανομή είναι περισσότερο σημαντική σε μικρές εντάσεις, ενώ η ποσότητα p'' έχει μεγαλύτερη συμβολή στις υψηλές εντάσεις. Διαισθητικά, η παρατήρηση αυτή μπορεί να υποδεικνύει πως η εκθετική κατανομή μπορεί να συνδεθεί με το stratiform κομμάτι της βροχής, ενώ η ποσότητα p'' με το convective. Παρά ταύτα, η διαίσθηση μόνο δεν μπορεί να είναι αρκετή για την πρόταση κάποιου αλγορίθμου διαχωρισμού. Ακόμα παρατηρείται ότι για μεγάλο T , το $\overline{p''}$ τείνει στο μηδέν (0). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το p'' συνεχώς μεταβάλλεται γύρω από την εκθετική κατανομή, με θετικές και αρνητικές διακυμάνσεις, οι οποίες ουσιαστικά αλληλοαναιρούνται σε σχέση με τον μακροπρόθεσμο μέσο όρο. 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).



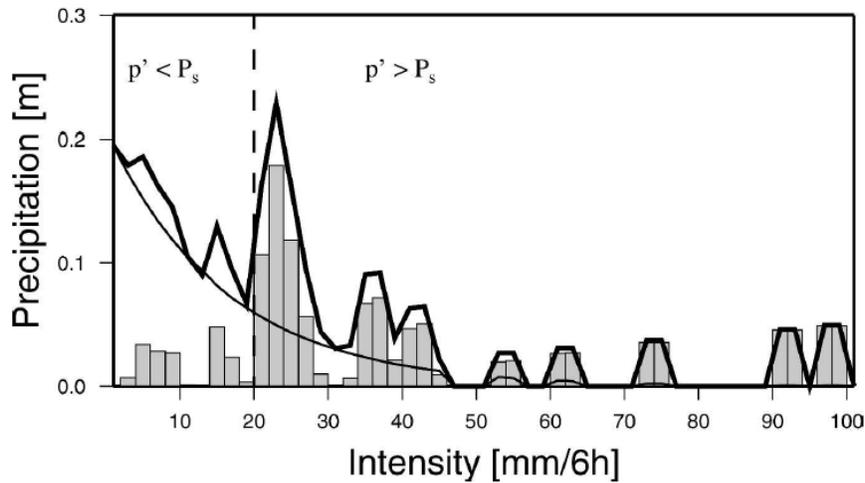
Σχήμα 2.14: Κατανομή βροχόπτωσης σε διαφορετικές χρονικές περιόδους [Πηγή: Tremblay, 2005].

Οι αρχικές αυτές παρατηρήσεις προκύπτουν κυρίως διαισθητικά, όπως αναφέρεται και παραπάνω, από τη μελέτη των παραχθέντων διαγραμμάτων. Παρά ταύτα, η διαίσθηση δεν μπορεί να αποτελεί βάση για τη θεμελίωση κάποιου αλγορίθμου. Έτσι, ο Tremblay (2005), χρησιμοποιώντας ένα απλό μαθηματικό μοντέλο για την προσομοίωση της διαδικασίας σχηματισμού της βροχόπτωσης τύπου stratiform, επικυρώνει το συμπέρασμά του και θεωρητικά.

2.6.1 Αλγόριθμος Διαχωρισμού

Με βάση την παραπάνω ανάλυση, υποτίθεται η ύπαρξη μίας εκθετικής κατανομής η οποία είναι αντιπροσωπευτική της βροχόπτωσης. Μια τέτοια υπόθεση καθιστά αναγκαίο τον καθορισμό μιας συγκεκριμένης συνάρτησης για αυτόν το σκοπό. Η εκθετική συνάρτηση (Σχέση 2.4) που αναφέρθηκε παραπάνω εισάγει αρνητικές ανωμαλίες, οι οποίες είναι δύσκολο να ερμηνευτούν από άποψη convective βροχόπτωσης. Για το λόγο αυτό, ο διαχωρισμός πραγματοποιείται αφαιρώντας το καθαρό εκθετικό κομμάτι $P_S(R)$ από τη συνολική κατανομή $P(R)$, έτσι ώστε να αποκτήσουμε τη συνάρτηση με τις ανωμαλίες $p'(R)$. Το κομμάτι P_S διαχωρίζεται επιλέγοντας μία

εκθετική συνάρτηση τέτοια ώστε οι αρνητικές ανωμαλίες να είναι ακριβώς μηδέν, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.15.



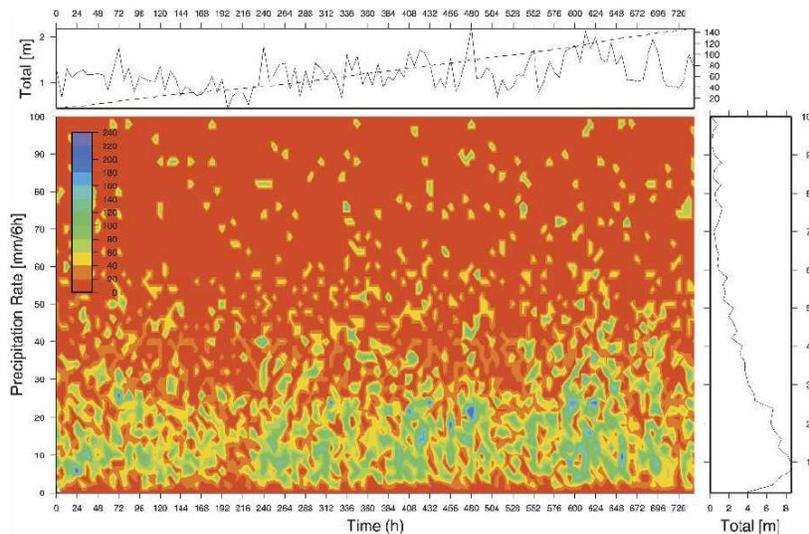
Σχήμα 2.15: Διαμερισμός βροχόπτωσης (ώρα 480, Ιούλιος 2001). Η συνολική βροχόπτωση (παχιά συνεχής γραμμή), το convective μέρος (μπάρες) και το καθαρά εκθετικό stratiform μέρος (λεπτή συνεχής γραμμή). Με την κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή ορίζεται το κατώφλι R_c [Πηγή: Tremblay, 2005].

Στο Σχήμα αυτό, η συνολική κατανομή P , το καθαρό εκθετικό κομμάτι P_s , και το εναπομένειν p' σχεδιάζονται για την 480^η ώρα του Ιουλίου 2001. Η ανωμαλία p' αποδίδεται ως το convective κομμάτι της βροχής συν ένα στατιστικό σφάλμα. Η σημασία των μεγεθών αυτών καθορίζει ουσιαστικά τη χρησιμότητα της προσέγγισης του Tremblay για τη διάκριση των δύο χαρακτηριστικών της βροχής.

Στο Σχήμα 2.16 αναπαρίσταται η ποσότητα p' για ολόκληρο το μήνα του Ιουλίου 2001. Στο Σχήμα αυτό φαίνεται πως το p' είναι καλά δομημένο. Για παράδειγμα, μπορεί να γίνει αντιληπτό πως η δραστηριότητα convective του μήνα αυτού αποτελείται από τρία ξεχωριστά επεισόδια διαφορετικών εντάσεων. Πιο ασθενή επεισόδια χαρακτηρίζουν την περίοδο 1-10 Ιουλίου, ενώ η συνολική ποσότητα convective βροχόπτωσης κινείται γύρω στο 1 m ύψους βροχής. Η ποσότητα αυτή μεγαλώνει την 11^η Ιουλίου για 11 ημέρες. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, η ποσότητα p' αυξάνεται και καλώς-ορισμένα κύτταρα είναι εμφανή. Έπειτα από μία σύντομη περίοδο αδράνειας, τα φαινόμενα convective φτάνουν στη μεγαλύτερη έντασή τους, όπως φαίνεται από την ύπαρξη ενός πολύ μεγάλου συστήματος κατά την περίοδο 25-29 Ιουλίου. Αναλύσεις που έχουν πραγματοποιηθεί, στις οποίες συμπεριλαμβάνονται και μετρήσεις ηκού του Next Generation Weather Radar (NEXRAD), υποδεικνύουν πως ένα πολύ έντονο επεισόδιο τύπου convective πάνω από τις ΗΠΑ έχει παίξει πολύ σημαντικό ρόλο στη δομή αυτή που φαίνεται στο Σχήμα 1.5. Συγκρίνοντας στην ολοκλήρωση στο χρόνο του P_t στα Σχήματα 2.13 (b)

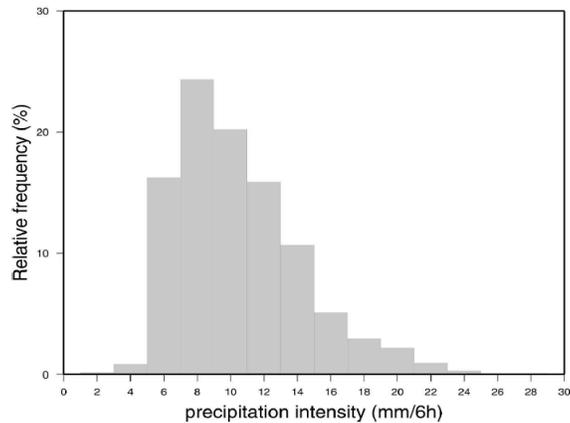
και 2.16, καταλήγουμε στο συμπέρασμα πως το convective συστατικό συνέβαλε συνολικά σε ποσοστό 58% της βροχής στο μήνα Ιούλιο 2001.

Η διακεκομμένη γραμμή $R=R_c$ στο Σχήμα 1.4 διαχωρίζει τον άξονα R σε δύο περιοχές έτσι ώστε $p' < P_s$ και $p' > P_s$. Εντός της περιοχής $R < R_c$ το stratiform συστατικό της βροχής είναι κυρίαρχο και έτσι η συνολική βροχή καθορίζεται ως περιοχή καθεστώτος stratiform. Αντίστοιχα, η περιοχή στην οποία ισχύει πως $R > R_c$ καθορίζεται ως περιοχή καθεστώτος convective. Αυτά τα συμπεράσματα είναι χρήσιμα για τη διάκριση ενός επεισοδίου σε σχέση με το συνολικό πληθυσμό. Για παράδειγμα, στην 480^η ώρα του Ιουλίου 2001, όλοι οι σταθμοί που αναφέρουν εντάσεις μεγαλύτερες από την τιμή $R_c = 20 \text{ mm}/6h$ σχετίζονται με καθεστώς convective, ενώ αυτοί με $R < R_c$ θεωρείται πως ανήκουν σε καθεστώς stratiform. Αυτή η διάκριση, πρέπει να τονιστεί, πως δεν δίνει απόλυτη διάκριση μεταξύ των convective και stratiform συστατικών, όπως φαίνεται άλλωστε χαρακτηριστικά και στο Σχήμα 2.15, αλλά τα επεισόδια στατιστικά λογίζονται για την επικράτηση ενός από τα δύο χαρακτηριστικά. Με αυτήν την διάκριση, είναι δυνατόν να παραχθούν χάρτες με βάση το convective και stratiform καθεστώς της συνολικής βροχόπτωσης, αντίστοιχοι με αυτούς που προκύπτουν με τη χρήση *texture algorithms* που αναφέρθηκαν παραπάνω.



Σχήμα 2.16: Ίδιο με το Σχήμα 2.13, αλλά αναφέρεται στο convective συστατικό της βροχής του μήνα Ιουλίου 2001 [Πηγή: Tremblay, 2005].

Το δίκτυο των επίγειων σταθμών παράγει «εικόνες» του παγκόσμιου πεδίου βροχής με συχνότητα $\Delta t = 6 \text{ h}$. Για κάθε μια από αυτές τις εικόνες, μπορεί να υπολογιστεί η κρίσιμη ποσότητα R_c από την κατανομή της βροχής και κάθε παρατήρηση να διαχωριστεί. Για την περίοδο του ενός έτους, υπάρχουν 1460 τέτοιες εικόνες και κάθε μια έχει μία συγκεκριμένη τιμή R_c . Στο Σχήμα 2.17 φαίνεται η κατανομή αυτή των R_c για το 2001, όπως υπολογίστηκαν.

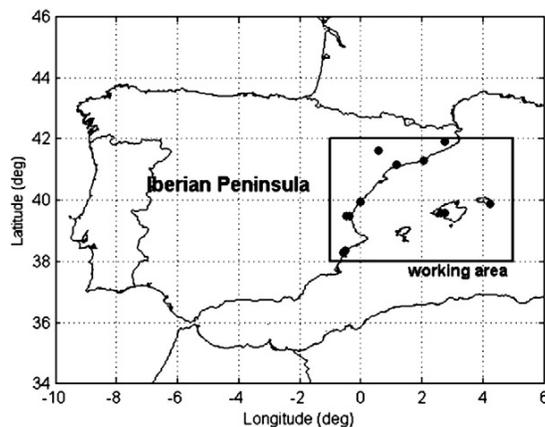


Σχήμα 2.17: Κατανομή των υπολογισθέντων κρίσιμων εντάσεων που καθορίζουν το convective/stratiform όριο [Πηγή: Tremblay, 2005].

Από το Σχήμα αυτό μπορεί να φανεί πως το R_c δεν είναι καθολικό και ακολουθεί μία καλά καθορισμένη, θετική ασυμμετρία κατανομή με αναμενόμενη τιμή τα 8 mm/6h . Σε γενικές γραμμές, μεγάλες τιμές του R_c χαρακτηρίζουν κατανομές με πολύ καλά καθορισμένες ανωμαλίες. Από την άλλη, κατανομές με πολύ μικρό R_c (όπως αυτές στις οποίες $R_c \leq 4 \text{ mm/6 h}$) παρουσιάζουν σημαντικά κενά στην αρχή της κατανομής, γεγονός που καθιστά την εκθετική προσέγγιση μη ρεαλιστική. Παρά ταύτα, οι περιπτώσεις αυτές είναι σπάνιες (περίπου το 1% του συνόλου) και για το λόγο αυτό δεν αποτελούν σημαντικό σφάλμα στην παρούσα τεχνική.

2.7 Ταξινόμηση της βροχόπτωσης σε επίπεδο περιοχής

Οι Ruiz-Leo et al. (2011) χρησιμοποίησαν τη μεθοδολογία που παρουσίασε ο Tremblay για τη διακριτοποίηση της ολικής επιφανειακής βροχόπτωσης σε convective και stratiform στην περιοχή της Ιβηρικής Χερσονήσου (Σχήμα 2.19).



Σχήμα 2.18: Χάρτης της Ιβηρικής Χερσονήσου και Βαlearίδων Νήσων με βροχομετρικούς σταθμούς για την περιοχή μελέτης στην ακτή της Μεσογείου [Πηγή: Ruiz-Leo et al., 2011].

Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποίησαν ωριαία δεδομένα βροχής από 12 σταθμούς για τη δεκαετία 1998-2008. Βασιζόμενοι στη μεθοδολογία του Tremblay (2005) χρησιμοποίησαν την εκθετική κατανομή της Σχέσης 2.5 για την προσομοίωση της ολικής βροχόπτωσης.

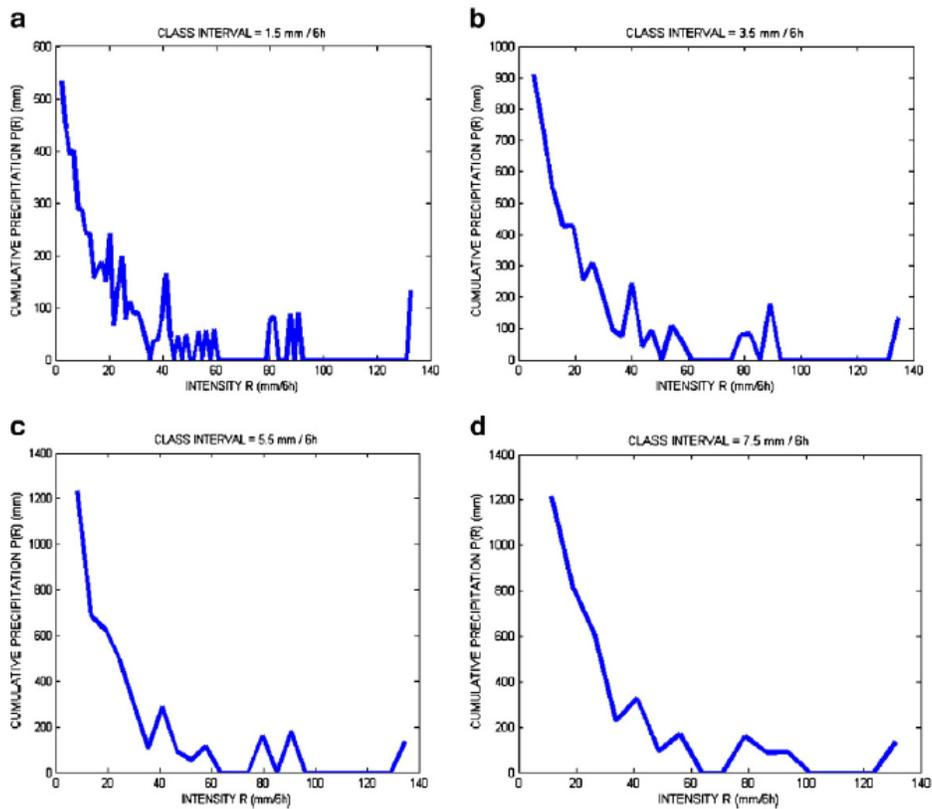
$$P(R) = A(t)e^{-b(t)R} + p'' \quad (2.5)$$

όπου, όπως δείχθηκε παραπάνω, το εκθετικό μέρος προσομοιώνει το stratiform μέρος, ενώ ο όρος p'' προσομοιώνει το convective. Οι παράμετροι $A(t)$ και $B(t)$ καθορίζονται με βάση τη χρονική περίοδο (t).

Σαν χρόνο βάσης για τις αναλύσεις (με βάση αυτά που αναφέρονται σε προηγούμενη παράγραφο) επελέγησαν οι 6 h, μιας και η διάρκεια αυτή θεωρείται το τυπικό ελάχιστο για την ανάπτυξη των convective φαινομένων (Ruiz-Leo et al., 2011).

Για τη διαμόρφωση της καμπύλης της αθροιστικής βροχόπτωσης σε σχέση με τις εξάρσεις εντάσεις αναγκαία είναι η επιλογή κατάλληλης κλάσης εντάσεων (class interval). Ο καθορισμός αυτός της κλάσης είναι ουσιώδους σημασίας, μιας και καθορίζει σε σημαντικό βαθμό τη μορφή που θα έχει η εκθετική κατανομή που θα προσαρμοστεί στην καμπύλη της αθροιστικής βροχόπτωσης. Η κατάλληλη κλάση οδηγεί σε ομαλή καμπύλη για χαμηλές εντάσεις R , ενώ μεγάλες ανωμαλίες παρουσιάζονται σε υψηλότερες εντάσεις βροχόπτωσης.

Τέσσερις εκθετικές καμπύλες, η καθεμία υπολογισμένη με διαφορετική επιλεγμένη κλάση εντάσεων, παρουσιάζονται στο Σχήμα 1.9 για την περιοχή της Λεβάντε κατά το έτος 2007. Για μικρή επιλεχθήσα κλάση (Σχήμα 2.20 (a)) υψηλές ταλαντώσεις γύρω από την εκθετική κατανομή είναι εμφανείς. Αντίθετα, μεγάλη κλάση οδηγεί σε πιο ομαλή καμπύλη με πολύ λίγες ανωμαλίες, όπως αυτή του σχήματος 2.20 (d).



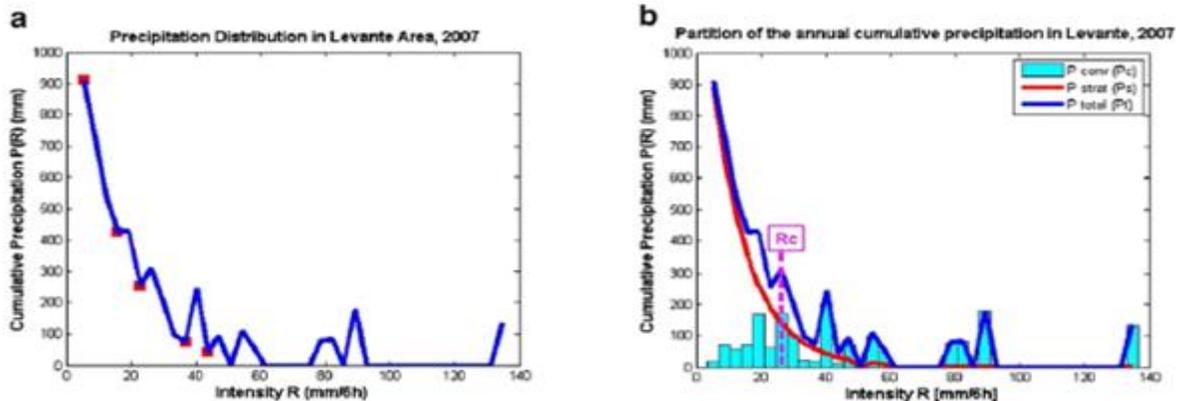
Σχήμα 2.19: Κατανομή της αθροιστικής βροχόπτωσης στην περιοχή της Λεβάντε στην Ισπανία κατά το έτος 2007, με χρήση τεσσάρων διαφορετικών κλάσεων εντάσεων: α) 1.5, β) 3.5, γ) 5.5 και δ) 7.5 mm/6h. Χαρακτηριστικά φαίνεται η εξάρτηση της μορφής που λαμβάνει η καμπύλη σε σχέση με την επιλογή της τιμής κλάσης έντασης [Πηγή: Ruiz-Leo et al., 2011].

Η κατάλληλη κλάση εντάσεων θα πρέπει, σύμφωνα με τους Ruiz-Leo et al. (2011) να δίνει καμπύλη η οποία από τη μία να μην είναι πολύ ομαλή, μιας και σε αυτή την περίπτωση η συνεισφορά των convective επεισοδίων υποεκτιμάται, αλλά συγχρόνως να μη χαρακτηρίζεται και από την ύπαρξη πολλών ανωμαλιών, μιας και έτσι υπερεκτιμάται η συμβολή των convective. Με βάση τη θεώρηση αυτή, σαν κατάλληλες καμπύλες παρουσιάζονται οι 2.20 (b) και 2.20 (c). Εξ' αυτών, ως καταλληλότερη εκλέγεται η 2.20 (b).

Έπειτα από την επιλογή του class-interval, ακολουθείται μια τεχνική για το διαχωρισμό της βροχόπτωσης σε convective και stratiform με εφαρμογή δύο αλγορίθμων. Ο πρώτος αλγόριθμος αναφέρεται στον καθορισμό του stratiform συστατικού, με την προσαρμογή κατάλληλης εκθετικής κατανομής (αντίστοιχης με αυτής που περιγράφεται στην παράγραφο 2.6.1) ενώ ο δεύτερος στον προσδιορισμό της κρίσιμης έντασης βροχής (R_c) με βάση την οποία η ολική βροχόπτωση διαχωρίζεται στα δύο μέρη της. Επεισόδια με ένταση μεγαλύτερη από R_c χαρακτηρίζονται από την υπεροχή του convective συστατικού, ενώ επεισόδια με $R < R_c$ από αυτή του stratiform.

2.7.1 Πρώτος αλγόριθμος: Εκθετική προσαρμογή

Στο βήμα αυτό εφαρμόζεται κατάλληλος αλγόριθμος για την προσομοίωση του stratiform συστατικού της βροχής με κατάλληλη εκθετική κατανομή. Ο αλγόριθμος αυτός σχεδιάζεται με σκοπό να ανιχνεύει τις ελάχιστες τιμές της αθροιστικής κατανομής της βροχόπτωσης (Σχήμα 2.21a). Έπειτα, η προσαρμοσμένη εκθετική κατανομή θα πρέπει να περνάει από αυτές τις ελάχιστες τιμές, ποτέ από πάνω τους, έτσι ώστε να αποφευχθούν μη ρεαλιστικές τιμές. Επιπρόσθετα, ιδιαίτερη προσοχή δίνεται στο πρώτο σημείο της κατανομής.



Σχήμα 2.20: α) Πραγματική αθροιστική κατανομή βροχής με τα ελάχιστα της (σημεία με κόκκινο χρώμα) για το έτος 2007 και β) εκθετική προσαρμογή και κρίσιμη ένταση, R_c (διακεκομμένη γραμμή) [Πηγή: Ruiz-Leo et al., 2011].

2.7.2 Δεύτερος αλγόριθμος: υπολογισμός κρίσιμης έντασης R_c

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη παράγραφο, ο Tremblay (2005) όρισε την κρίσιμη ένταση βροχής R_c ως την τιμή εκείνη η οποία διαχωρίζει το διάγραμμα της αθροιστικής βροχόπτωσης ως προς την ένταση σε δύο διακριτές περιοχές: μία αριστερά της τιμής της κρίσιμης έντασης, στην οποία το stratiform συστατικό επικρατεί και μία δεξιά, στην οποία αντίστοιχα το convective συστατικό επικρατεί.

Οι Ruiz-Leo et al. (2011), ωστόσο, καθόρισαν την τιμή του R_c ως την τιμή στην οποία το 60% της ολικής αθροιστικής βροχόπτωσης αντιπροσωπεύεται από το convective συστατικό. Αυτό το κριτήριο καθορίζεται με βάση δύο κύριες παρατηρήσεις: α) Ο Houze (1993) έχει βρει πως το P_c εξηγεί περίπου το 60% της συνολικής βροχόπτωσης ενός Mesoscale Convective System (MCS), και οι Johnson and Hamilton (1998) υπολόγισαν τη τιμή του P_c μεταξύ 60% και 70% σε μία γραμμή καταιγίδας (squall line) σε μέσα πλάτη; β) ειδική προσοχή δίδεται στην αποφυγή υποεκτιμήσεων της τιμής του R_c . Το P_c είναι δυνατόν να είναι ελαφρώς μεγαλύτερο από το P_s για μια συγκεκριμένη τιμή του R , και χαμηλότερο για σε ένα μεγαλύτερο εύρος υψηλότερων εντάσεων. Αν η τιμή αυτή γινόταν αποδεκτή σαν κρίσιμη, τότε εντάσεις R στις οποίες η τιμή P_c θα ήταν μικρότερη από αυτή του P_s , θα συμπεριλαμβάνονταν στο υπό θεώρηση καθεστώς

convective, παρά την στην πράξη υπεροχή του stratiform συστατικού. Αυτό το πρόβλημα λύνεται με την υιοθέτηση του κριτηρίου του 60%.

Με βάση την ανάλυση αυτή των Ruiz-Le et al. (2011) για την περιοχή της Λεβάντε στην Ισπανία, παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα, ενδεικτικά, κάποια από τα αποτελέσματά που προέκυψαν.

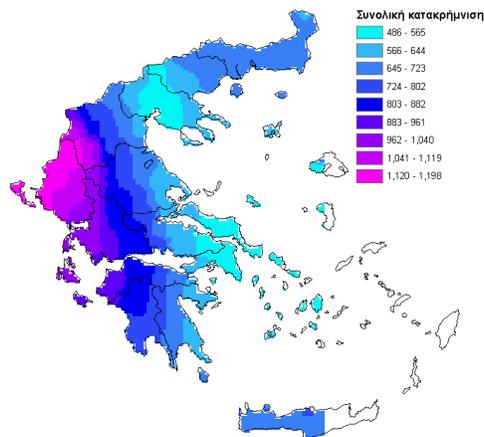
Πίνακας 2.4: Εποχιακές τιμές R_c και ποσοστά convective και stratiform βροχόπτωσης για κάθε έτος. Επίσης φαίνονται και οι μέσες τιμές των δεικτών [Πηγή: Ruiz-Leo et al., 2011].

Year	SON			DJF			MAM			JJA		
	Rc	Pc(%)	Ps(%)									
1998	13.5	40.83	59.17	16.25	30.88	69.12				10	72.77	27.23
1999	37.5	29.23	70.77	32.5	22.86	77.14	10.5	57.9	42.09	10.5	65.28	34.72
2000	17.5	68.48	31.53	10.5	47.44	52.55	10	80.39	19.68	6	100	0
2001	22.5	54.23	45.78	13.75	35.06	64.93	31.5	13.72	86.28	7.5	100	0
2002	22.75	38.64	61.34	11	12.39	87.61	28.75	7.77	92.22	17.5	68.69	31.31
2003	16.5	50.2	49.8	21	16.57	83.43	16.5	45.57	54.43	17.5	78.09	21.91
2004	12.5	73	27.03	19.5	22.75	77.24	23.75	23.86	76.14	22.75	23.79	76.21
2005	15.75	58.69	41.3	19	12.22	87.78	13.75	30.24	69.76	17.5	56.62	43.37
2006	22.5	45.25	54.76	18.75	22.43	77.57	13.5	49.58	50.41	15.75	59.62	40.38
2007	27.5	55.46	44.55	13.5	42.66	57.34	18.75	20.67	79.33	17.5	68.47	31.53
2008	12.25	65.76	34.23	23	12.24	87.75	22.75	28.84	71.16	5.25	100	0
2009				18.75	20.09	79.91						
Mean percent.		52.7	47.3		24.8	75.2		35.8	64.2		73.73	26.3

Κεφάλαιο 3. Αξιολόγηση προϊόντος TRMM 3B42 V7 στην Ελλάδα

3.1 Περιοχή μελέτης

Στο παρών κεφάλαιο, η αξιολόγηση των δορυφορικών δεδομένων TRMM πραγματοποιείται σε ολόκληρο τον ελλαδικό χώρο, ηπειρωτικό και νησιωτικό. Η Ελλάδα βρίσκεται στη νοτιοανατολική Ευρώπη και αποτελεί το νοτιότερο άκρο της Βαλκανικής χερσονήσου. Εκτείνεται σε γεωγραφικά πλάτη 34° 48' ως 41° 45' και γεωγραφικά μήκη από 19° 22' έως 29° 38'. Συνορεύει στα βόρεια με τη Βουλγαρία και την Πρώην Γιουγκοσλαβική Δημοκρατία της Μακεδονίας (Π.Γ.Δ.Μ.), στα βορειοδυτικά με την Αλβανία και στα ανατολικά με την Τουρκία. Βρέχεται ανατολικά από το Αιγαίο Πέλαγος, στα δυτικά από το Ιόνιο και νότια από τη Μεσόγειο θάλασσα. Ανήκει στη βόρεια εύκρατη ζώνη και το κλίμα της χαρακτηρίζεται από ήπιους, βροχερούς χειμώνες και ξηρά, θερμά καλοκαίρια και από μεγάλη ηλιοφάνεια όλο σχεδόν το χρόνο. Η ηπειρωτική Ελλάδα παρουσιάζει έντονο ανάγλυφο, με πολλούς ορεινούς όγκους και μεγάλη ακτογραμμή (13676 km).



Σχήμα 3.1: Χάρτης μέσης υπερετήσιας βροχόπτωσης στην Ελλάδα [Πηγή: Εθνική Τράπεζα Υδρολογικής και Μετεωρολογικής Πληροφορίας, ΕΤΥΜΠ (<http://ndbhmi.chi.civil.ntua.gr/el/index.html>)].

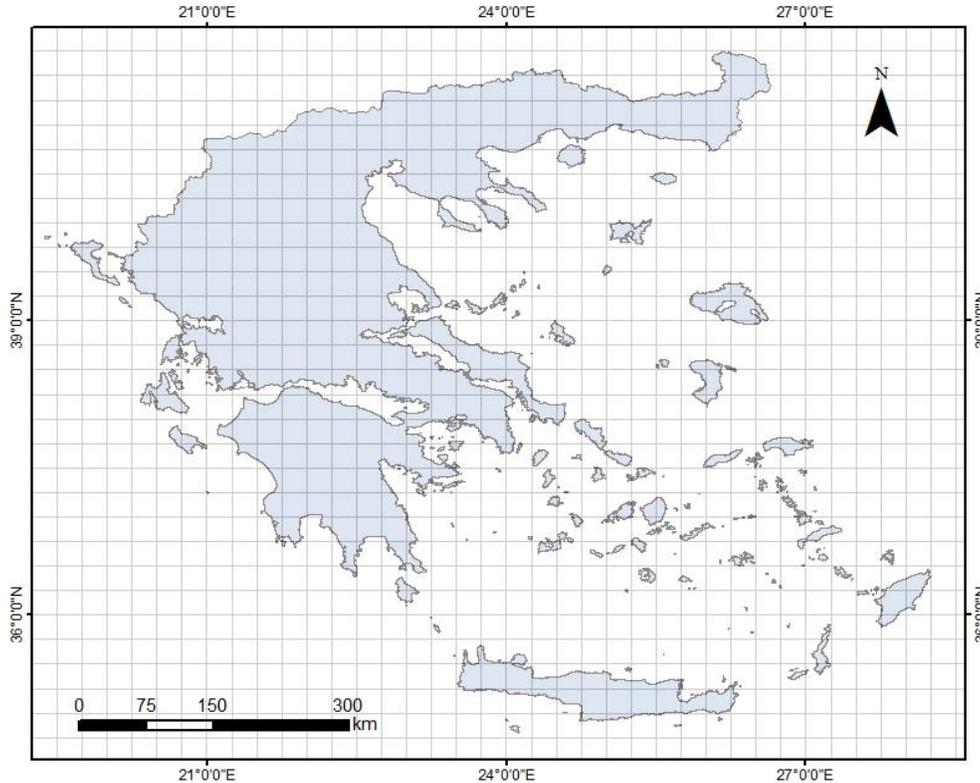
Λόγω του έντονου αναγλύφου και ακτογραμμής του ελλαδικού χώρου, τα τοπογραφικά και εδαφολογικά χαρακτηριστικά, αλλά και τα υδρολογικά και κλιματικά παρουσιάζουν μεγάλη χωρική μεταβλητότητα. Μεγάλο ρόλο στη γεωγραφική κατανομή των επεισοδίων βροχής, διαδραματίζει η οροσειρά της Πίνδου. Η δυτική Ελλάδα παρουσιάζει αυξημένες βροχοπτώσεις σε σχέση με την ανατολική. Ενώ η μέση ετήσια βροχόπτωση στη χώρα εκτιμάται στα 849 mm περίπου, η τιμή της προσεγγίζει τα 1200 mm σε ορεινές περιοχές της δυτικής ηπειρωτικής

Ελλάδα, ενώ σε περιοχές ανατολικά της Πίνδου, η αντίστοιχη τιμή μπορεί να «πέσει» ακόμα και στα 400 mm, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.1. Η τελευταία διαπίστωση εξηγεί και τις πιο συχνές περιόδους ξηρασίας στο ανατολικό μέρος της χώρας καθώς και σε πολλά νησιά του Αιγαίου, όπου τα προβλήματα ελλείψεως νερού είναι σχεδόν μόνιμα.

3.2 Συλλογή και επεξεργασία δορυφορικών δεδομένων

Τα δορυφορικά δεδομένα του προϊόντος 3B42 V7 παρέχονται ελεύθερα στο κοινό μέσω της επίσημης σελίδας της NASA, με την Υποδομή Διαδραστικής Οπτικοποίησης και Ανάλυσης μέσω του Διαδικτύου Giovanni (Interactive Online Visualization And Analysis Infrastructure) του Κέντρου Υπηρεσιών Δεδομένων και Πληροφοριών GES-DISC (Goddard Earth Science Data and Information Service Center). Τα δεδομένα καλύπτουν μια ζώνη εύρους από 50°B έως 50°N και παρέχονται σε κάρναβο 0.25°x0.25°.

Τα δεδομένα βρίσκονται σε μορφή “Hierarchical Data Format” (HDF) καθώς επίσης και σε “Network Common Data Form” (NetCDF), με το χρήστη να μπορεί να επιλέξει ποια από τις δύο θα προτιμήσει. Στην παρούσα εργασία, τα δεδομένα ελήφθησαν σε μορφή NetCDF, ενώ όσον αφορά τις γεωγραφικές συντεταγμένες, επιλέχθηκαν τα όρια της Ελληνικής επικράτειας. Έτσι, ο παγκόσμιος κάρναβος «κόπηκε» ουσιαστικά πάνω από την Ελλάδα (Σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2: Κάρναβος ανάλυσης 0.25x0.25 προϊόντος 3B42 V7 στον Ελλαδικό χώρο.

Τα δεδομένα τύπου NetCDF, είναι εύκολα επεξεργάσιμα στις διάφορες γλώσσες προγραμματισμού που υπάρχουν, μέσω των βιβλιοθηκών που παρέχονται. Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιήθηκε η γλώσσα MATLAB ώστε τα αρχεία αυτά να διαβαστούν και να εξαχθεί η πληροφορία που εμπεριέχουν. Συγκεκριμένα, οι πληροφορίες που εξήχθησαν από τις δομές NetCDF, ήταν τα γεωγραφικά μήκη και πλάτη (σε μοίρες), τα τρία ωρα (σε UTC) στη υπό μελέτη περίοδο 2009-2014 στα οποία δίδεται η πληροφορία της βροχόπτωσης καθώς επίσης και η πληροφορία αυτή, δηλαδή η ένταση ανά τρεις ώρες (mm/3 h). Η ένταση αυτή, σε κάθε βήμα, πολλαπλασιάστηκε επί τρία, ώστε να προκύψει το ύψος της βροχής σε mm.

Αφού τα δεδομένα αυτά διαβάστηκαν, διαμορφώθηκαν κατάλληλοι πίνακες με τα μεγέθη αυτά. Η πληροφορία της βροχόπτωσης, συγκεκριμένα, αποθηκεύτηκε σε πίνακα τριών διαστάσεων, όπου η κατακόρυφη διάσταση αντιστοιχούσε στα γεωγραφικά πλάτη, η οριζόντια στα γεωγραφικά μήκη και η τρίτη διάσταση (η κάθετη στις άλλες δύο στο χώρο) έδειχνε την ώρα που η κάθε «σελίδα» αναφερόταν. Τα δεδομένα της τριώρης βροχόπτωσης συναθροίστηκαν μετέπειτα σε δεδομένα ανά 6 h, 12 h, 24 h και 48 h και υπολογίστηκαν νέοι πίνακες, ώστε να πραγματοποιηθεί η απαιτούμενη ανάλυση. Με αυτόν τον τρόπο, τα δεδομένα ήταν εύκολα διαχειρίσιμα και όλες οι υπόλοιπες διαδικασίες και υπολογισμοί που ακολούθησαν, ουσιαστικά είχαν να κάνουν με πράξεις επί πινάκων στη MATLAB.

3.3 Επίγεια δεδομένα

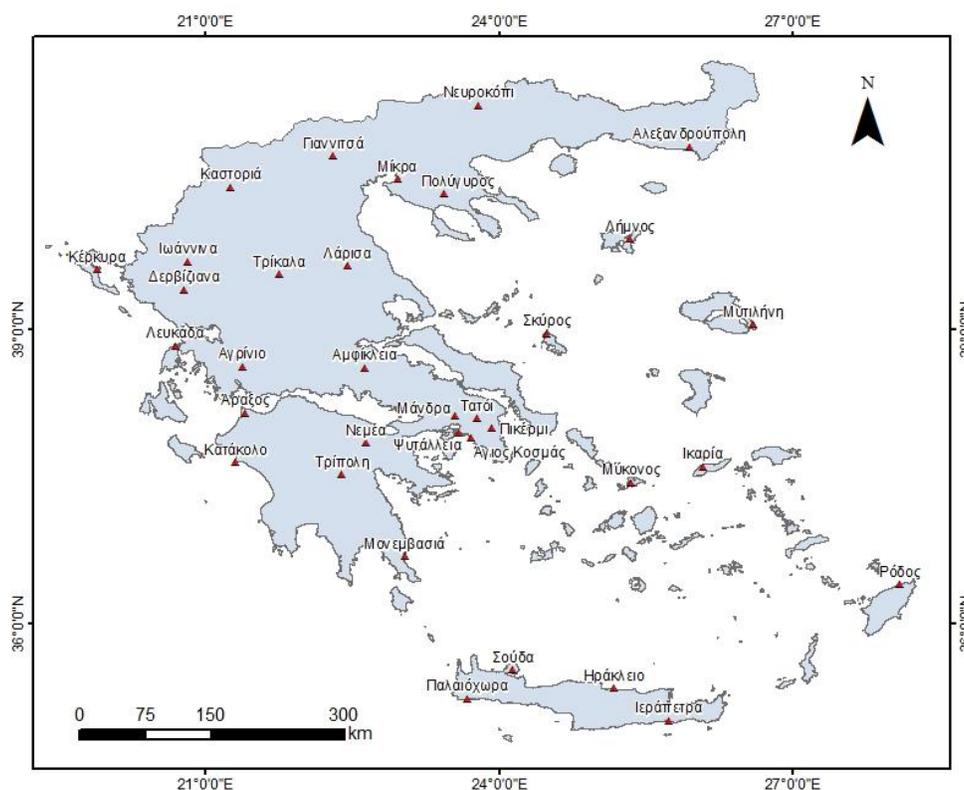
Τα επίγεια δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση του TRMM 3B42 V7, αναφέρονται σε καταγραφές βροχομετρικών σταθμών που ελήφθησαν για την πραγματοποίηση της παρούσας Μεταπτυχιακής Εργασίας από τρεις διαφορετικές πηγές: την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (www.hhms.gr), το Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (www.noa.gr) και το Υδρολογικό Παρατηρητήριο Αθηνών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου (hoa.ntua.gr). Τα δεδομένα της ΕΜΥ διατέθηκαν, ύστερα από σχετική αίτηση, σε τριώρο χρονικό βήμα, ενώ αυτά του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και του Υδρολογικού Παρατηρητηρίου Αθηνών σε δεκάλεπτο. Αυτά συναθροίστηκαν στην κλίμακα των τριών ωρών (και μετέπειτα σε αυτές των 6, 12, 24 και 48 h που αντιστοιχούν στις χρονικές κλίμακες που πραγματοποιήθηκαν οι αναλύσεις), ώστε να συμπίπτει το χρονικό τους βήμα με το βήμα που διατίθενται και τα δορυφορικά δεδομένα.

Στο σημείο αυτό, αξίζει να σημειωθεί ότι τα αναγκαία δεδομένα ζητήθηκαν από την ΕΜΥ αφού η υπηρεσία αυτή διαθέτει πυκνό δίκτυο. Ωστόσο, τα διορθωμένα σε λεπτή χρονική κλίμακα (≤ 3 h) δεδομένα τα οποία και ήταν απαραίτητα για τους σκοπούς της εργασίας, ήταν διαθέσιμα για ορισμένους μόνο σταθμούς του δικτύου στην επικράτεια. Μάλιστα, σε πολλούς από αυτούς υπήρχαν αρκετές ελλείψεις για την υπό μελέτη περίοδο. Ωστόσο, το μήκος των χρονοσειρών είναι αρκετά μεγάλο, δεδομένου ότι πρόκειται για καταγραφές από 3 έως 48 h και για έξι έτη.

Έτσι, κρίθηκε πως τα συγκεκριμένα δεδομένα επαρκούσαν για την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων.

Οι καταγραφές στις οποίες παρατηρούνταν κάποια έλλειψη, δε λήφθηκαν καθόλου υπόψη στους διάφορους υπολογισμούς. Μάλιστα, στα βήματα τις συνάθροισης των δεδομένων σε μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες (αυτές δηλαδή των 6, 12, 24 και 48 ωρών), η χρήση των τιμών αυτών επίσης αποκλείστηκε. Για παράδειγμα, αν σε κάποιο εξάωρο διάστημα παρατηρούνταν έλλειψη σε τουλάχιστον ένα από τα δύο τρίωρα, η συγκεκριμένη εξάωρη τιμή δε λαμβανόταν υπόψη. Το ίδιο έγινε και για τις υπόλοιπες χρονικές κλίμακες αντίστοιχα.

Με βάση, λοιπόν, τα δεδομένα αυτά της ΕΜΥ, καθορίστηκε και η ακολουθούμενη μεθοδολογία για την αξιολόγηση, η οποία και περιγράφεται αναλυτικά στην επόμενη παράγραφο. Τα δεδομένα από το Εθνικό Αστεροσκοπείο και το Υδρολογικό Παρατηρητήριο Αθηνών ελήφθησαν σε μεταγενέστερο στάδιο της εργασίας και ενσωματώθηκαν στο χρησιμοποιούμενο δίκτυο ώστε να επιτευχθεί πληρέστερη χωρική κάλυψη και μεγαλύτερη αξιοπιστία των αποτελεσμάτων.



Σχήμα 3.3: Σύνολο μετεωρολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν.

Η επεξεργασία των δεδομένων και οι συνάθροισή τους στις χρονικές κλίμακες των 6 h, 12 h, 24 h και 48 h έγινε στη MATLAB.

Στους Πίνακες 3.1 έως και 3.3, παρουσιάζονται οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία καθώς και η αντίστοιχη υπηρεσία στην οποία ανήκει ο καθένας. Στο Σχήμα 3.3 φαίνεται

η γεωγραφική θέση των σταθμών αυτών και στο Σχήμα 3.4 παρουσιάζεται ο κάναβος 0.25° x 0.25° του προϊόντος 3B42 πάνω από την Ελλάδα μαζί με το σύνολο των επίγειων μετεωρολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάλυση.

Πίνακας 3.1: Μετεωρολογικοί σταθμοί Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (ΗΝΜΣ).

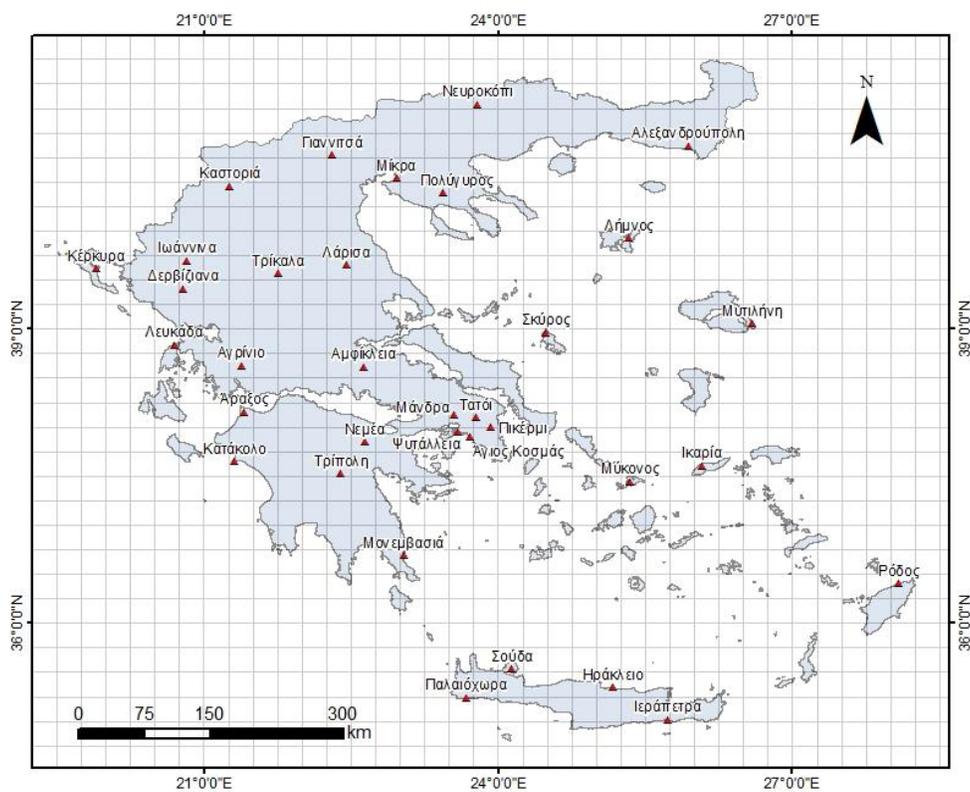
<i>Σταθμός</i>	<i>Γεωγρ. Μήκος (°)</i>	<i>Γεωγρ. Πλάτος (°)</i>	<i>Υψόμετρο (m)</i>
Αλεξανδρούπολη	25.95	40.86	4
Άραξος	21.42	38.15	11
Ηράκλειο	25.18	35.34	39
Ιωάννινα	20.83	39.69	475
Καστοριά	21.27	40.45	657
Κέρκυρα	19.91	39.61	1
Λάρισα	22.46	39.65	74
Μίκρα	22.97	40.53	2
Μύκονος	25.35	37.44	122
Μυτιλήνη	26.60	39.05	4
Ρόδος	28.09	36.4	7
Σκύρος	24.49	38.96	21
Σούδα	24.15	35.53	148
Τατόι	23.78	38.1	225
Τρίπολη	22.40	37.52	653

Πίνακας 3.2: Μετεωρολογικοί Σταθμοί Υδρολογικού Παρατηρητηρίου Αθηνών (ΗΟΑ).

<i>Σταθμός</i>	<i>Γεωγρ. Μήκος (°)</i>	<i>Γεωγρ. Πλάτος (°)</i>	<i>Υψόμετρο (m)</i>
Άγιος Κοσμάς	23.72	37.89	5
Μάνδρα	23.56	38.12	258
Πικέρμι	23.93	38.00	133
Ψυττάλεια	23.60	37.94	20

Πίνακας 3.3: Μετεωρολογικοί Σταθμοί Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΝΟΑ).

Σταθμός	Γεωγρ. Μήκος (°)	Γεωγρ. Πλάτος (°)	Υψόμετρο (m)
Δερβίζιανα	20.79	39.40	585
Νεμέα	22.65	37.84	290
Πολύγυρος	23.44	40.38	580
Αγρίνιο	21.40	38.62	72
Αμφίκλεια	22.64	38.61	245
Γιαννιτσά	22.32	40.77	35
Ιεράπετρα	25.74	35.01	5
Ικαρία	26.08	37.60	465
Κατάκολο	21.32	37.64	2
Λευκάδα	20.71	38.83	12
Λήμνος	25.34	39.92	22
Μονεμβασιά	23.04	36.69	4
Νευροκόπι	23.80	41.28	585
Παλαιόχωρα	23.69	35.24	5
Τρίκαλα	21.76	39.56	163



Σχήμα 3.4: Χωρική κάλυψη δεδομένων TRMM στον Ελλαδικό χώρο και σύνολο μετεωρολογικών σταθμών που χρησιμοποιούνται στην ανάλυση.

3.4 Αναγωγή χρονοσειρών δορυφορικών δεδομένων στις θέσεις των επίγειων σταθμών

Όπως έχει αναφερθεί, το προϊόν TRMM 3B42 V7 διατίθεται σε κάρναβο ανάλυσης $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Σε κάθε κελί του κάρναβου, δίδεται η πληροφορία της μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης για κάθε χρονικό βήμα (3 h). Σε άλλες, αντίστοιχου αντικειμένου εργασίες, έχουν εφαρμοστεί διάφορες μέθοδοι για την αξιολόγηση δορυφορικών προϊόντων με χρήση επίγειων μετρήσεων. Τέτοιες μέθοδοι περιλαμβάνουν κυρίως τη χωρική παρεμβολή των επίγειων μετρήσεων και την αναγωγή τους σε επιφανειακές. Για παράδειγμα, οι Nastos et al. (2016), χρησιμοποιώντας μια μέθοδο παρεμβολής Kriging, δημιούργησαν ένα νέο κάρναβο πάνω από τον ελλαδικό χώρο με την πληροφορία των επίγειων μετρήσεων. Οι Boushaki et al. (2009), πραγματοποίησαν αξιολόγηση σε κάθε κελί του κάρναβου των δορυφορικών προϊόντων τα οποία εξέτασαν, υπολογίζοντας τη μέση τιμή των παρατηρήσεων των επίγειων σταθμών που βρίσκονταν εντός του κελιού αυτού. Αντίστοιχα παραδείγματα συναντώνται και σε άλλες μελέτες.

Στην παρούσα εργασία, η μεθοδολογία που εφαρμόζεται είναι ουσιαστικά η αντίστροφη από τις προαναφερθείσες. Η επιφανειακή πληροφορία, που λαμβάνεται από το μοντέλο 3B42 V7, ανάγεται σε σημειακή, πάνω από τη θέση του κάθε σταθμού. Έτσι, μπορούν τα δεδομένα αυτά να συγκριθούν ευθέως. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιήθηκε επειδή ο αριθμός των διαθέσιμων βροχογράφων ήταν περιορισμένος με αποτέλεσμα η αναγωγή των σημειακών δεδομένων σε επιφανειακά να είναι απαγορευτική, δεδομένης και της έντονης μεταβλητότητας του μεγέθους της βροχόπτωσης στο χώρο.

Στην τόσο λεπτή χρονική κλίμακα που επιχειρείται η αξιολόγηση στην παρούσα εργασία, τα διαθέσιμα δεδομένα βροχογράφων για την υπό μελέτη περίοδο είναι ιδιαίτερα περιορισμένα στον ελλαδικό χώρο. Μάλιστα, όπως έχει αναφερθεί και παραπάνω, αντιμετωπίστηκε ιδιαίτερο πρόβλημα κατά τη συλλογή των δεδομένων αυτών στο αρχικό στάδιο της εργασίας. Για πολλούς από τους σταθμούς της EMY, τα δεδομένα δεν είχαν υποστεί επεξεργασία, ενώ σε άλλους, παρότι το χρονικό βήμα καταγραφής είναι κατά πολύ μικρότερο της μίας ώρας (της τάξης των 5 ή 10 λεπτών), τα δεδομένα δεν ήταν καν διαθέσιμα. Με βάση τον περιορισμό αυτόν, αποφασίστηκε και η ακολουθούμενη μεθοδολογία αξιολόγησης. Σε μεταγενέστερο στάδιο και αφού οι βασικοί υπολογισμοί είχαν πραγματοποιηθεί, λήφθηκαν δεδομένα στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών και στο Υδρολογικό Παρατηρητήριο Αθηνών και οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν ξανά λαμβάνοντας υπόψη και τους νέους σταθμούς που ενσωματώθηκαν, ώστε να επιτευχθεί με αυτόν τον τρόπο καλύτερη χωρική κάλυψη για την περιοχή της Ελλάδας.

Η τεχνική αναγωγής επιφανειακής πληροφορίας σε λεπτότερη χωρική κλίμακα, που ακολουθείται, έχει προταθεί από τον Georgakakos (2003) για δεδομένα κλιματικών μοντέλων. Παρότι ο στόχος της εργασίας του δεν έχει να κάνει με την αξιολόγηση μοντέλου, οι Koutsoyiannis et al. (2008), βασιζόμενοι στην τεχνική αυτή, χρησιμοποίησαν τον αλγόριθμο BLUE

(BLUE; e.g. Kitanidis, 1993) – Best Unbiased Linear Estimation – για την αξιολόγηση κλιματικών μοντέλων σε διάφορες θέσεις. Συγκεκριμένα, αξιοποίησαν την πληροφορία που δίδεται στα τέσσερα πλησιέστερα, της κάθε υπό εξέταση θέσης βροχογράφου, κελιά και πραγματοποίησαν την αξιολόγηση βελτιστοποιώντας τους συντελεστές βάρους $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ και λ_4 μιας γραμμικής εξίσωσης $\tilde{\chi} = \lambda_1\chi_1 + \lambda_2\chi_2 + \lambda_3\chi_3 + \lambda_4\chi_4$ (θεωρώντας, ώστε να υπάρχει φυσική συνέπεια, τους συντελεστές $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ και λ_4 μη αρνητικούς και επίσης $\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 + \lambda_4 = 1$). Η παράμετρος $\tilde{\chi}$ είναι η βέλτιστη γραμμική εκτιμήτρια της ιστορικής τιμής χ (δηλαδή $\tilde{\chi} - \chi$ είναι το σφάλμα της πρόβλεψης) και οι παράμετροι χ_1, χ_2, χ_3 και χ_4 είναι οι τιμές του μοντέλου των τεσσάρων πλησιέστερων του εξεταζόμενου σημείου κελιών. Η βελτιστοποίηση πραγματοποιήθηκε στη βάση ενός συντελεστή αποδοτικότητας $Eff = 1 - e^2/\sigma^2$, όπου e^2 είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα της πρόβλεψης και σ^2 είναι η διασπορά των ιστορικών χρονοσειρών. Έτσι, η προσομοιωμένη χρονοσειρά διαμορφώνεται με τέτοιο τρόπο ώστε να πλησιάζει όσο γίνεται περισσότερο στην παρατηρήσιμη ιστορική, χωρίς πάντα να υπάρχει φυσική ασυνέπεια στο μοντέλο.

Οι Koutsoyiannis et al. (2008), χρησιμοποίησαν τη συγκεκριμένη τεχνική για την αξιολόγηση δεδομένων κλιματικών μοντέλων. Το ίδιο έκαναν και οι Tsaknias et al. (2011). Σε άλλες εργασίες, η συγκεκριμένη τεχνική ή κάποια παραλλαγή της (πχ. με χρήση διαφορετικής στοχαστικής συνάρτησης) έχει εφαρμοστεί και για την αξιολόγηση δορυφορικών προϊόντων (Αλεξοπούλου, 2010; Παπαθεοδοσίου, 2011) διαφορετικών ωστόσο από αυτό που επιχειρείται στην παρούσα εργασία.

Η συγκεκριμένη, λοιπόν, τεχνική εφαρμόζεται και εδώ. Συγκεκριμένα, για καθέναν από τους μετεωρολογικούς σταθμούς εντοπίζονται, με ανάπτυξη κατάλληλου αλγορίθμου στη MATLAB, τα τέσσερα κελιά του καννάβου του TRMM που βρίσκονται εγγύτερα. Οι χρονοσειρές σε καθένα από αυτά στην υπό μελέτη περίοδο 2009-2014 χρησιμοποιούνται ώστε να διαμορφωθεί η συνάρτηση:

$$\tilde{S} = \lambda_1 S_1 + \lambda_2 S_2 + \lambda_3 S_3 + \lambda_4 S_4 \quad (3.1)$$

Θα πρέπει να σημειωθεί, στο σημείο αυτό, πως μόνο τα δεδομένα του δορυφόρου που αντιστοιχούν σε χρονικό βήμα όπου υπάρχει παρατηρήσιμη βροχόπτωση λαμβάνονται υπόψη. Με άλλα λόγια, τα χρονικά διαστήματα εκείνα (3, 6, 12, 24 ή 48 h) όπου έχει καταγραφεί από το βροχογράφο βροχόπτωση μεγαλύτερη ή ίση των 0.1 mm ανιχνεύονται και χρησιμοποιούνται για τη βελτιστοποίηση και τον υπολογισμό των βαρών. Αυτό συμβαίνει, όπως είναι και λογικό, αφού στόχος της παρούσας εργασίας είναι η αξιολόγηση του προϊόντος ως προς τη βροχή. Η ενδεχόμενη περίπτωση «λάθος συναγερμού» («false alarm»), για παράδειγμα, δεν αποτελεί αντικείμενο της παρούσας μελέτης.

Η στοχική (ή αντικειμενική, όπως συνηθίζεται να λέγεται) συνάρτηση η οποία και επιχειρήθηκε να μεγιστοποιηθεί είναι ο συντελεστής απόδοσης. Συγκεκριμένα πρόκειται για τη συνάρτηση:

$$Eff = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\tilde{S}_i - G_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\tilde{S}_i - \bar{G})^2} \quad (3.2)$$

Η βελτιστοποίηση πραγματοποιήθηκε στη MATLAB και σαν μέθοδος χρησιμοποιήθηκαν οι γενετικοί αλγόριθμοι και συγκεκριμένα η συνάρτηση *ga*. Οι περιορισμοί του προβλήματος, οι οποίοι είναι γραμμικοί, είναι οι ακόλουθοι:

$$\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \lambda_4 \geq 0 \quad (3.3)$$

και

$$\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 + \lambda_4 = 1 \quad (3.4)$$

Η συγκεκριμένη τεχνική εφαρμόστηκε ξεχωριστά για τα δεδομένα σε όλες τις χρονικές κλίμακες της ανάλυσης ξεχωριστά (δηλαδή σε αυτές των 3, 6, 12, 24 και 48 h) και υπολογίστηκαν έτσι τα αντίστοιχα βάρη.

Θα πρέπει να επισημανθεί αντί της εφαρμοζόμενης μεθόδου, η εκτιμήτρια θα μπορούσε απλά να ταυτίζεται με τη χρονοσειρά του κελιού εντός του οποίου εντοπίζεται ο κάθε σταθμός. Αυτή η θεώρηση, ωστόσο, εμπεριέχει μεγάλη αβεβαιότητα, δεδομένου πως θα θεωρούνταν απολύτως ομοιογενές το πεδίο της βροχής στην έκταση των $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, κάτι το οποίο είναι απολύτως αναληθές. Άλλη μέθοδος, απλούστερη της ακολουθούμενης, θα μπορούσε να είναι απλά αυτή των αντιστρόφων αποστάσεων που θα εφαρμοζόταν από τα κέντρα των τεσσάρων γειτονικών κελιών, για παράδειγμα. Και πάλι, όμως, η απόσταση σε καμία περίπτωση δεν αποτελεί μοναδικό κριτήριο για την εκτίμηση της βροχής (ρόλο παίζει για παράδειγμα, και το υψόμετρο του σταθμού). Όπως ακριβώς και στην περίπτωση της αξιολόγησης των κλιματικών δεδομένων από τους Koutsoyiannis et al. (2008), έτσι και στην παρούσα εργασία ισχύει πως η λογική της ακολουθούμενης τεχνικής, δε συμβαδίζει απόλυτα με το σκοπό της αξιολόγησης των δεδομένων και αυτό γιατί επιτρέπει αυτά να προσαρμοστούν όσο γίνεται περισσότερο στα παρατηθέντων. Ωστόσο η ιδέα της χρήσης των τεσσάρων γειτονικών φαντίων για την εξαγωγή της εκτιμήτριας στις θέσεις ενδιαφέροντος κρίνεται ως η πλέον κατάλληλη για την αναγωγή των επιφανειακών δεδομένων σε σημειακά και γι' αυτό και τελικά εφαρμόζεται.

3.5 Κριτήρια αξιολόγησης δορυφορικού προϊόντος

Ύστερα από τον υπολογισμό της κατάλληλης εκτιμήτριας στις θέσεις των χρησιμοποιούμενων βροχομετρικών σταθμών για κάθε μία από τις χρονικές κλίμακες των 3, 6, 12, 24 και 48 h,

υπολογίστηκαν οι τιμές ορισμένων μέτρων σφαλμάτων, τα οποία και έχουν χρησιμοποιηθεί για παρεμφερείς σκοπούς σε άλλες αντίστοιχες εργασίες. Συγκεκριμένα, αυτά είναι:

- Ο συντελεστής απόδοσης:

$$Eff = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - G_i)^2}{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{G})^2} \quad (3.5)$$

όπου, G_i η τιμή της παρατηρημένης μέσω βροχογράφου χρονοσειράς και η εκτιμώμενη από το δορυφόρο τιμή για το ίδιο χρονικό διάστημα.

- Η μεροληψία:

$$Bias (mm) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - G_i) \quad (3.6)$$

- Το μέσο απόλυτο σφάλμα:

$$MAE (mm) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |S_i - G_i| \quad (3.7)$$

- Η τετραγωνική ρίζα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος:

$$RMSE (mm) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - G_i - Bias)^2} \quad (3.8)$$

- Ο συντελεστής ετεροσυσχέτισης:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})(G_i - \bar{G})}{(n-1)\sigma_S\sigma_G} \quad (3.9)$$

$$\text{όπου } \sigma_G = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (G_i - \bar{G})^2}{n-1}}, \sigma_S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2}{n-1}}.$$

Σημειώνεται ότι για κάθε χρονοσειρά υπολογίστηκε ακόμα η μέση τιμή των επίγειων δεδομένων και οι ποσότητες Bias, RMSE και MAE διαιρέθηκαν με το μέγεθος αυτό και πολλαπλασιάστηκαν με 100, ώστε να προκύψουν σαν δείκτες επί τοις εκατό. Αυτό συνέβη ώστε για την αξιολόγηση σε κάθε διαφορετική χρονική διάρκεια (3, 6, 12, 24 και 48 ωρών) οι δείκτες να είναι αμερόληπτοι ώστε να μπορούν να συγκριθούν μεταξύ τους και να εξαχθούν καλύτερα συμπεράσματα.

Πέρα από τους δείκτες αυτούς, υπολογίστηκε και μια άλλη ποσότητα που βασίζεται στον καθορισμό τεσσάρων παραμέτρων (a, b, c, d) όπου η κάθε μια δηλώνει:

- i. Ένα γεγονός να προβλεφθεί και να συμβεί (a)
- ii. Ένα γεγονός να προβλεφθεί και να μη συμβεί (b)
- iii. Ένα γεγονός να μην προβλεφθεί και να συμβεί (c)
- iv. Ένα γεγονός να μην προβλεφθεί και να μη συμβεί (d)

Από τις παραμέτρους αυτές, δεδομένου πως στην παρούσα εργασία εξετάζεται μόνο η αποτελεσματικότητα του δορυφορικού προϊόντος όσον αφορά την εκτίμηση της βροχόπτωσης, υπολογίζονται μόνο οι παράμετροι a και c. Με βάση τις τιμές των παραμέτρων αυτών, εκτιμάται το «Πιθανότητα ανίχνευσης» - Probability of Detection (POD) - ο οποίος ορίζεται όπως φαίνεται στην Εξίσωση 3.10 και κυμαίνεται από μηδέν (0) για μηδενική επιτυχία έως και ένα (1) για απόλυτη επιτυχία. Όλοι οι δείκτες αυτοί υπολογίστηκαν για κάθε σταθμό ξεχωριστά και για κάθε μια από τις εξεταζόμενες χρονικές διάρκειες των 3, 6, 12, 24, 48 h.

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (3.10)$$

3.6 Κατάρτιση χαρτών σφαλμάτων

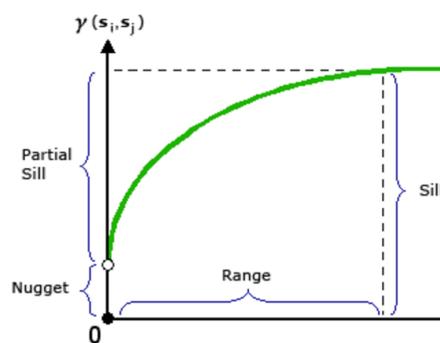
Στο στάδιο αυτό, μελετήθηκε η χωρική κατανομή του σφάλματος στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας. Χρησιμοποιώντας τη σχέση (1), η μεροληψία που υπολογίστηκε πάνω από τη θέση του κάθε σταθμού χρησιμοποιήθηκε για τη χωρική παρεμβολή και τη δημιουργία των αντίστοιχων χαρτών. Η διαδικασία αυτή πραγματοποιήθηκε σε περιβάλλον ArcGIS 10.4 και με τη χρήση της μεθόδου βέλτιστης παρεμβολής Kriging.

Η μέθοδος αυτή ανήκει στις στατιστικές μεθόδους παρεμβολής, οι οποίες σε αντίθεση με τις προσδιοριστικές, βασίζονται στην υπόθεση ότι η χωρική διακύμανση της μεταβλητής είναι τυχαία, οπότε χρησιμοποιούν στατιστικές μεθοδολογίες για οποιαδήποτε εκτίμηση απορρέει από τις σημειακές μετρήσεις της μεταβλητής. Η μέθοδος Kriging πραγματοποιείται σε δύο φάσεις (Μαμάσης, 2006):

- i. Τη χωρική ανάλυση που περιλαμβάνει την κατάρτιση ημιμεταβλητογράμματος και την προσαρμογή ενός μοντέλου σε αυτό.
- ii. Την εκτίμηση της μεταβλητής, στις θέσεις όπου η τιμή της είναι άγνωστη, με τη μέθοδο της βέλτιστης γραμμικής αμερόληπτης εκτίμησης BLUE, όπου τα βάρη υπολογίζονται από το μοντέλο χωρικής μεταβλητότητας της (i) φάσης.

Στη μέθοδο Kriging και συγκεκριμένα στην πιο διαδεδομένη μορφή της (ordinary), κάνουμε τις παραδοχές ότι η μεταβλητή ακολουθεί κανονική κατανομή, η εκτιμήτρια είναι αμερόληπτη, υπάρχει μονιμότητα δευτέρου βαθμού και ο τοπικός μέσος είναι άγνωστος.

Το ημιμεταβλητόγραμμα δείχνει την ημιδιασπορά (γ (mm^2)) συναρτήσει της απόστασης (km). Τα χαρακτηριστικά του, που φαίνονται στο Σχήμα 5.1, είναι το κατώφλι (sill), το εύρος (range) και η τιμή της ημιδιασποράς στη μηδενική απόσταση (nugget effect). Το κατώφλι είναι η τιμή της ημιδιασποράς που δε μεταβάλλεται άλλο με την αύξηση της απόστασης. Η απόσταση στην οποία η ημιδιασπορά πιάνει την τιμή του κατωφλιού λέγεται εύρος. Η ημιδιασπορά μπορεί να μην είναι μηδέν στη μηδενική απόσταση, γεγονός που εξηγείται όταν οι μετρήσεις έχουν θόρυβο, παρουσιάζουν λάθη ή δεν είναι ταυτόχρονες (Μαμάσης και Μιμίκου, 2010). Μια άλλη βασική παράμετρος για την κατάρτιση του ημιμεταβλητογράμματος είναι η επιλογή διεύθυνσης. Το ημιμεταβλητόγραμμα μπορεί να καταρτιστεί για όλο το χώρο, αλλά και για συγκεκριμένες διευθύνσεις.



Σχήμα 3.5: Χαρακτηριστικά ημιμεταβλητογράμματος [Πηγή:

<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-kriging-works.htm>].

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν οι default τιμές που έδινε το πρόγραμμα. Η μόνη διαφοροποίηση ήταν η αλλαγή της συνάρτησης παρεμβολής. Για το σκοπό αυτό εκλέχθηκε η εκθετική συνάρτηση, η οποία θεωρείται κατάλληλη για τη χωρική ολοκλήρωση δεδομένων βροχόπτωσης (Αλεξοπούλου, 2010).

3.7 Αποτελέσματα αξιολόγηση προϊόντος TRMM 3B42 V7

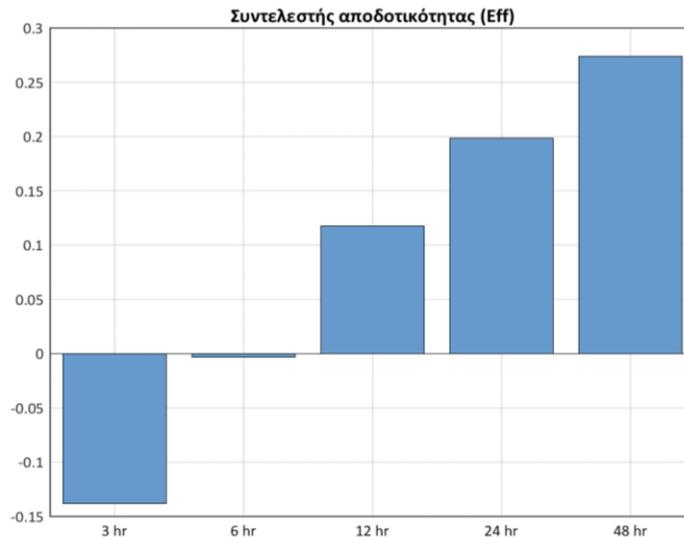
Στην παρούσα ενότητα παρουσιάζονται και σχολιάζονται τα αποτελέσματα της αξιολόγησης του προϊόντος 3B42 V7 σε καθεμιά από της χρονικές κλίμακες που υιοθετήθηκαν για την ανάλυση (3, 6, 12, 24 και 48 hr). Αρχικά, παρατίθενται ενδεικτικά διαγράμματα με τις μέσες τιμές των διαφόρων κριτηρίων. Οι τιμές αυτές έχουν υπολογιστεί από το σύνολο των μετεωρολογικών σταθμών. Παρότι δεν αντικατοπτρίζουν κατ' ανάγκη τις τιμές στη χώρα, εντούτοις λόγω της καλής χωρικά κατανομής του δικτύου, είναι ενδεικτικές. Τα διαγράμματα που αφορούν τον κάθε σταθμό ξεχωριστά παρατίθενται στο Παράρτημα.

Στη συνέχεια, παρουσιάζεται, σε κατάλληλους χάρτες, η χωρική κατανομή των σφαλμάτων όπως επίσης και των τιμών των διαφόρων κριτηρίων και τα αποτελέσματα σχολιάζονται.

3.7.1 Μέσες τιμές κριτηρίων

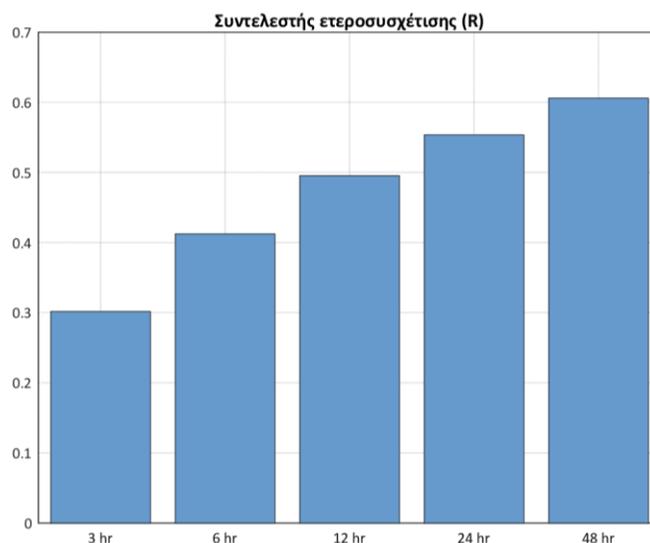
Στην παρούσα ενότητα παρουσιάζονται και αναλύονται τα συγκεντρωτικά αποτελέσματα της αξιολόγησης. Για κάθε χρονική διάρκεια ανάλυσης (3, 6, 12, 24 και 48 hr) υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές των διαφόρων κριτηρίων εκ του συνόλου των μετεωρολογικών σταθμών. Οι τιμές αυτές παρουσιάζονται σε κατάλληλα διαγράμματα και στο τέλος σε έναν συγκεντρωτικό πίνακα. Δεδομένης της καλής χωρικής κατανομής των σταθμών στην επικράτεια, οι τιμές αυτές μπορούν να θεωρηθούν αντιπροσωπευτικές (ως ένα βαθμό) για το σύνολο της χώρας και να δώσουν μια γενική εικόνα της απόδοσης του προϊόντος. Ωστόσο, για πιο λεπτομερή αποτελέσματα, ενδεικτικότερα είναι τα διαγράμματα που παρατίθενται στο Παράρτημα καθώς επίσης και οι χάρτες με τη χωρική κατανομή των τιμών των διαφόρων κριτηρίων, στην ενότητα 3.7.2.

Ξεκινώντας με το συντελεστή αποδοτικότητας (Σχήμα 3.6), παρατηρείται πως η τιμή αυτού αυξάνει σημαντικά με την αύξηση του της χρονικής κλίμακας της ανάλυσης. Στην κλίμακα των τριών ωρών, που αποτελεί και την κλίμακα στην οποία τα δεδομένα παρέχονται από τη NASA, η τιμή του συντελεστή είναι αρνητική ($= -0.14$), δηλαδή η εκτίμηση του δορυφορικού προϊόντος είναι κατώτερη από αυτή που θα πετυχαίναμε αν χρησιμοποιούσαμε απλά τη μέση τιμή της παρατηρημένης χρονοσειράς. Η παρατήρηση αυτή είναι ενδεικτική της μη αξιοπιστίας των δορυφορικών δεδομένων στην τόσο λεπτή χρονική κλίμακα που διατίθενται για την εκτίμηση της βροχόπτωσης, μιας και ο συντελεστής *Eff* αποτελεί αναμφίβολα το ουσιαστικότερο κριτήριο αξιοπιστίας αφού εξετάζει πρακτικά σε κάθε βήμα το πόσο καλά η εκτιμώμενη χρονοσειρά προσεγγίζει την παρατηρημένη.



Σχήμα 3.6: Μέσες τιμές συντελεστή αποδοτικότητας (Eff) σταθμών για όλες τις χρονικές κλίμακες της ανάλυσης.

Συνεχίζοντας τώρα στους συντελεστές ετεροσυσχέτισης, φαίνεται και εδώ πως όσο ανεβαίνει η χρονική κλίμακα τα αποτελέσματα αισθητά βελτιώνονται, πράγμα το οποίο είναι και λογικό να συμβαίνει. Ο συντελεστής ετεροσυσχέτισης στις 48 ώρες λαμβάνει τη μεγαλύτερη τιμή (= 0.61) που όμως και πάλι είναι χαμηλός, ώστε να θεωρηθεί πως υπάρχει ικανοποιητική συσχέτιση των δύο χρονοσειρών.



Σχήμα 3.7: Μέσες τιμές συντελεστή ετεροσυσχέτισης (R) σταθμών για κάθε χρονική κλίμακα ανάλυσης.

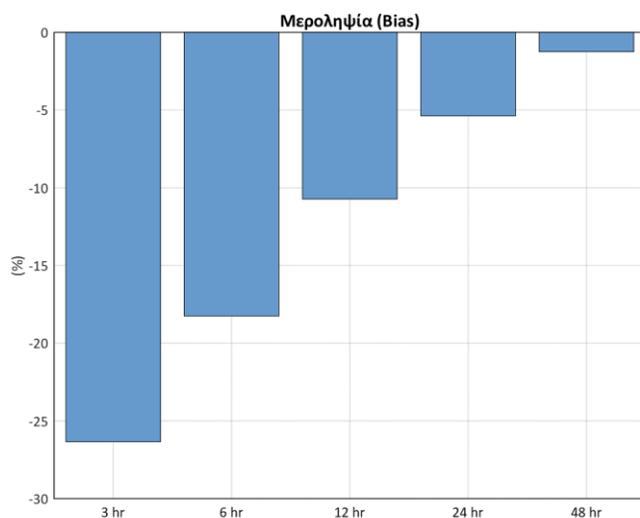
Συγκρίνοντας τώρα τις εκτιμώμενες και παρατηρημένες χρονοσειρές ως προς το μέγεθος της μεταβλητής, παρατηρείται μια συστηματική υποεκτίμηση στα δορυφορικά δεδομένα. Εκφρασμένη ως ποσοστό της μέσης τιμής της κάθε χρονοσειράς (ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση στις διαφορετικές χρονικές κλίμακες της ανάλυσης), η μεγαλύτερη υποεκτίμηση πραγματοποιείται στην κλίμακα των τριών ωρών, η οποία κυμαίνεται γύρω στο 25% της μέσης τιμής (-0.72 mm σε απόλυτη τιμή). Αντίθετα, το μικρότερο συστηματικό σφάλμα (ως ποσοστό πάντα) παρατηρείται στην κλίμακα των 48 ωρών, με πολύ μικρή απόκλιση της τάξης του ~ - 1.3%.

Θα πρέπει να ειπωθεί βέβαια, πως στα διαγράμματα του Παραρτήματος Α φαίνεται πως δε χαρακτηρίζονται όλες οι εξεταζόμενες θέσεις από υποεκτίμηση του μεγέθους της βροχόπτωσης. Χαρακτηριστικά μπορούν να αναφερθούν οι σταθμοί της Λήμνου, της Αλεξανδρούπολης, της Σκύρου κ.α., στις οποίες υπάρχει συστηματική υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης από τους δορυφόρους. Παρόλα αυτά, οι περιπτώσεις αυτές είναι η μειοψηφία και το μέγεθος του σφάλματος στους σταθμούς αυτούς μικρότερο, σε απόλυτη τιμή, απ' ότι σε εκείνους όπου η μεροληψία είναι αρνητική. Έτσι, και οι μέσες τιμές προκύπτουν αρνητικές με αποτέλεσμα να υποεκτιμάται συστηματικά η βροχόπτωση. Βέβαιά, καλύτερα συμπεράσματα προκύπτουν στην επόμενη παράγραφο, όπου και η χωρική κατανομή των σφαλμάτων παρουσιάζεται πάνω από

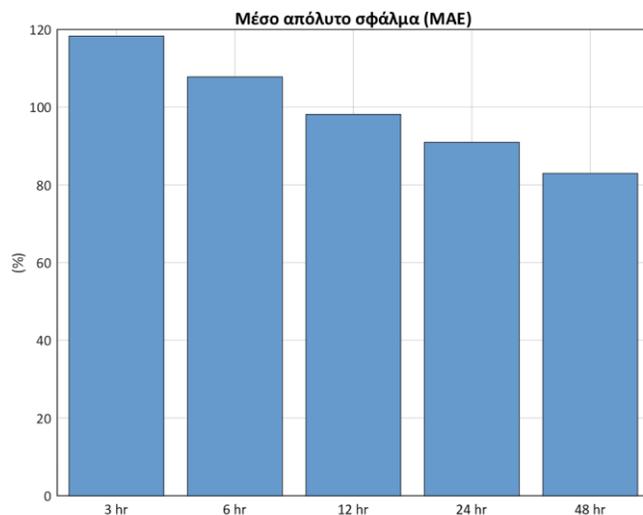
τον Ελλαδικό χώρο. Η υποεκτίμηση αυτή της βροχόπτωσης έχει παρατηρηθεί και σε άλλες μελέτες αξιολόγησης παλαιότερων εκδόσεων του προϊόντος 3B42 (Feidas, 2010; Παπαθεοδοσίου, 2011; Alexorouliou, 2010). Φαίνεται, λοιπόν, πως το συγκεκριμένο φαινόμενο παρουσιάζεται και στη νεότερη έκδοση (V7).

Πέρα από το συστηματικό σφάλμα του προϊόντος, υψηλές τιμές εμφανίζονται και στις εκτιμήσεις του μέσου απόλυτου σφάλματος (MAE) (Σχήμα 3.9). Το κριτήριο αυτό, το οποίο είναι και πιο ενδεικτικό για την αξιοπιστία του προϊόντος απ' ότι το κριτήριο της μεροληψίας (μιας και στο δεύτερο οι διακυμάνσεις γύρω από την τιμή του μηδενός μπορεί να δώσουν πλασματική εικόνα, λόγω των αλγεβρικών προσθαιρέσεων κατά τον υπολογισμό της ποσότητας) φανερώει σημαντικές αποκλίσεις που φτάνουν μέχρι και το ~120% για την κλίμακα των τριών ωρών (3.084 mm βροχόπτωσης). Παρότι τα αποτελέσματα βελτιώνονται καθώς ανεβαίνει η χρονική κλίμακα, σε καμία περίπτωση όμως αυτά δεν καθίστανται ικανοποιητικά. Το ίδιο συμπέρασμα προκύπτει και ύστερα από την εξέταση του RMSE. Η ποσότητα αυτή πρακτικά δείχνει το τυχαίο σφάλμα των μετρήσεων, το οποίο και σε όλες τις κλίμακες είναι ιδιαίτερα υψηλό και μεγαλύτερο, εκφρασμένο ως ποσοστό, του 100% της μέσης τιμής του προϊόντος κατά τις διάφορες αναλύσεις.

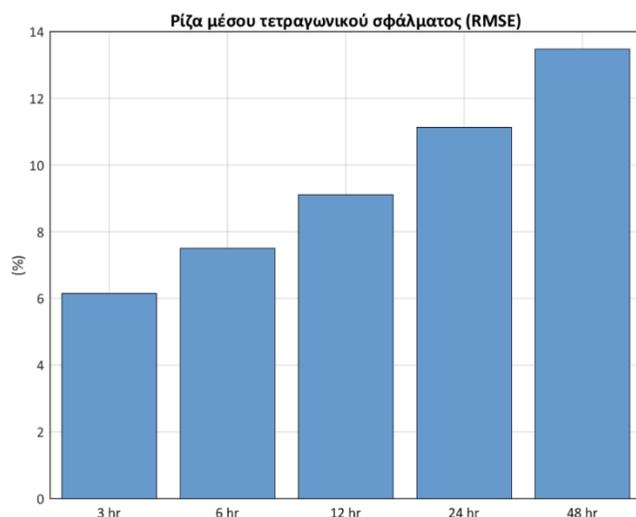
Τα διαγράμματα στα οποία και εμφανίζονται οι τιμές των σφαλμάτων αυτών (Bias, MAE και RMSE) παρουσιάζονται παρακάτω (Σχήματα 3.8, 3.9 και 3.10). Σε αυτά, ο υπολογισμός των διαφόρων ποσοτήτων έχει γίνει ως ποσοστό των μέσων τιμών των χρονοσειρών, ώστε η σύγκριση να καθίσταται πιο ευχερής απ' ότι αν ήταν σε χιλιοστά βροχής.



Σχήμα 3.8: Μέσες τιμές μεροληψία (Bias) σταθμών σε κάθε χρονική κλίμακα της ανάλυσης. Οι ποσότητες έχουν αναχθεί σε ποσοστό επί της μέσης τιμής των χρονοσειρών.



Σχήμα 3.9: Μέσες τιμές μέσου απόλυτου σφάλματος σταθμών σε κάθε χρονική κλίμακα της ανάλυσης. Οι ποσότητες έχουν αναχθεί σε ποσοστό επί της μέσης τιμής των χρονοσειρών.

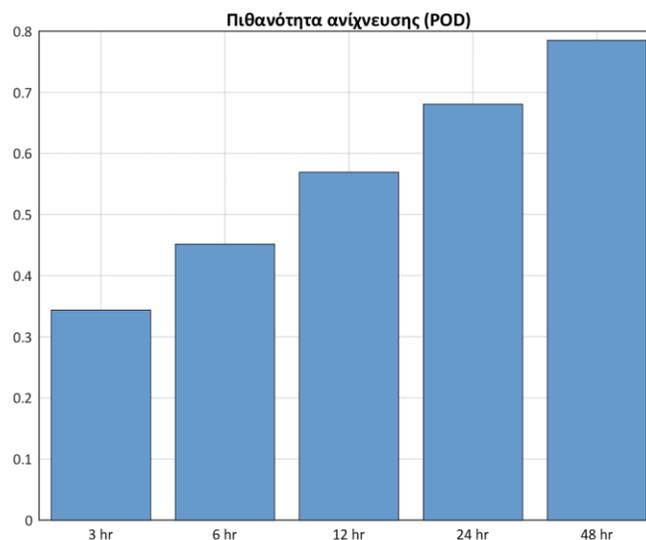


Σχήμα 3.10: Μέσες τιμές ρίζας μέσου τετραγωνικό σφάλμα σταθμών σε κάθε χρονική κλίμακα της ανάλυσης. Οι ποσότητες έχουν αναχθεί σε ποσοστό επί της μέσης τιμής των χρονοσειρών.

Πέρα από τα αυστηρά ποσοτικά κριτήρια που εφαρμόστηκαν και οι τιμές των οποίων φαίνονται στα παραπάνω διαγράμματα, επιπρόσθετα υπολογίστηκε και η τιμή της Πιθανότητας Ανίχνευσης ή Pod (“Probability of Detection”), όπως είναι η ονομασία του δείκτη που έχει υιοθετηθεί στην παρούσα εργασία. Ο δείκτης αυτός, όπως έχει αναφερθεί και στην παράγραφο 3.5, δείχνει την πιθανότητα το εξεταζόμενο δορυφορικό προϊόν να αποδίδει την ύπαρξη βροχόπτωσης, όταν υπάρχει παρατηρούμενη τιμή. Δεδομένου πως η παρούσα μελέτη εστιάζει αποκλειστικά στην αξιολόγηση του προϊόντος 3B42 V7 ως προς τα διαστήματα εκείνα στα οποία

υπάρχει παρατηρούμενη βροχόπτωση, η αξιολόγηση του δείκτη έχει να κάνει ουσιαστικά με το ποσοστό των μη μηδενικών τιμών της εκτιμημένης χρονοσειράς.

Όπως έχει παρατηρηθεί σε άλλες μελέτες (Han et al., 2011), οι δορυφορικές μετρήσεις τείνουν να αγνοούν συστηματικά τις τιμές των τριών με μικρό ύψος βροχής (έτσι εξηγείται και η συστηματική υποεκτίμηση που παρατηρείται μέσα από την τιμή του δείκτη Bias, όπως αναφέρθηκε παραπάνω). Και πάλι όμως, η παρατήρηση αυτή αφορά δεδομένα που έχουν προκύψει με χρήση διαφορετικού, παλαιότερης έκδοσης, αλγορίθμου επεξεργασίας και όχι της νεότερης έκδοσης (Version 7) η οποία εξετάζεται στην παρούσα εργασία.



Σχήμα 3.11: Μέσες τιμές πιθανότητας ανίχνευσης σταθμών σε κάθε χρονική κλίμακα της ανάλυσης.

Στην περίπτωση μας, φαίνεται πως αυτό ισχύει για τα δεδομένα των τριών και έξι ωρών, όπου οι τιμές του δείκτη POD είναι μικρότερες του 0.5 (0.344 και 0.452 αντίστοιχα). Αυτό σημαίνει πως σε περισσότερα από τα μισά διαστήματα στα οποία υπάρχει παρατηρημένη βροχόπτωση, η μετρημένη τιμή του δορυφόρου είναι μηδενικές. Αντίθετα, φαίνεται από τα διαγράμματα πως για χρονικές κλίμακες μεγαλύτερες των έξι ωρών (αυτές δηλαδή των 12, 24 και 48 ωρών) η πιθανότητα ανίχνευσης της βροχόπτωσης είναι μεγαλύτερη του 0.5. Μάλιστα, για τις 24 και 48 ώρες η τιμή του δείκτη POD προσεγγίζει το 0.7 και 0.8 αντίστοιχα. Αυτό είναι, ως ένα βαθμό, λογικό να συμβαίνει. Σε μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα είναι πιο πιθανό, σε επεισόδια βροχής που διαρκούν περισσότερο από τρεις ώρες, σε ένα τουλάχιστον από αυτά να υπάρξει μέτρηση βροχής από το δορυφόρο. Επιπρόσθετα όμως, εξηγείται από μία ακόμα παρατήρηση. Κατά την επεξεργασία των δεδομένων, φάνηκε σε αρκετές περιπτώσεις πως ο δορυφόρος μπορεί να έδινε μηδέν σε κάποιο διάστημα στο οποίο υπήρχε παρατηρούμενη βροχή, και τιμή διάφορη του μηδενός σε διαφορετικό, επόμενο ή προηγούμενο διάστημα όπου η τιμή της παρατηρούμενης

χρονοσειράς ήταν μηδενική. Δηλαδή, υπήρχαν περιπτώσεις κατά τις οποίες, ενώ το γεγονός της ύπαρξης βροχόπτωσης εκτιμώνται σωστά, υπήρχε σφάλμα ως προς το χρονικό διάστημα που αυτή εκδηλωνόταν. Έτσι λοιπόν, όσο ανεβαίνει η χρονική κλίμακα, η αβεβαιότητα αυτή μειώνεται και αυτός είναι ένας από τους λόγους που βελτιώνεται και η τιμή του δείκτη POD. Μάλιστα, για τα διαστήματα των 24 και 48 ωρών μπορεί να ειπωθεί πως το προϊόν 3B42 V7 είναι αρκετά αξιόπιστο (με πιθανότητες κοντά στο 0.7 και 0.8 αντίστοιχα) για την εκτίμηση της ύπαρξης βροχόπτωσης. Όχι όμως για την ποσοτική εκτίμηση αυτής (που ανάγεται στην αξιολόγηση των λοιπών, προαναφερθέντων δεικτών), όπως σημειώθηκε παραπάνω. Στο Σχήμα 3.11 φαίνονται οι τιμές του δείκτη για τα διάφορα διαστήματα.

Συνολικά, προκύπτει πως το προϊόν TMPA 3B42 V7 δεν μπορεί να καταστεί ευθέως αξιοποιήσιμο (για την εκτίμηση τουλάχιστον της παρατηρημένης βροχόπτωσης, που είναι και το αντικείμενο της μελέτης) σε καμία από τις χρονικές κλίμακες των 3, 6, 12, 24 και 48 hr. Το γεγονός αυτό μαρτυράται από τις τιμές των διαφόρων δεικτών, όπως παρουσιάστηκαν στην παράγραφο αυτή. Σαφέστατα, όσο ανεβαίνουμε χρονική κλίμακα, τα αποτελέσματα που προκύπτουν βελτιώνονται αισθητά σε όλες τις περιπτώσεις. Η βελτίωση όμως αυτή δεν είναι αρκετή ώστε να καταστεί το προϊόν αξιόπιστο για την ποσοτική εκτίμηση της βροχής και για απευθείας χρήση του σε υδρολογικές εφαρμογές. Η μόνη περίπτωση καλών αποτελεσμάτων, έχουν να κάνουν με την τιμή της πιθανότητας ανίχνευσης (POD) και αυτές μόνο για τις κλίμακες των 24 και 48 ωρών. Στις περιπτώσεις αυτές, τα δορυφορικά δεδομένα μπορούν, με σχετική αξιοπιστία, να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της ύπαρξης ή μη βροχόπτωσης σε συγκεκριμένη περιοχή και για το χρόνο που αυτή παρατηρήθηκε. Βέβαια, η γνώση αυτή από μόνη, όταν δε συνοδεύεται με γνώση και των ποσοτικών χαρακτηριστικών της βροχής αυτής, δεν είναι ιδιαίτερης πρακτικής αξίας, ιδίως για υδρολογικές εφαρμογές.

Συγκεντρωτικά, τα αποτελέσματα που υπολογίστηκαν παρουσιάζονται, για καλύτερη εποπτεία, στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 4.1: Μέσες τιμές κριτηρίων απόδοσης για κάθε μία από τις χρονικές κλίμακες της ανάλυσης.

Χρονικό βήμα (hr)	POD	Eff	R	Bias (mm)	Bias (%)	MAE (mm)	MAE (%)	RMSE (mm)	RMSE (%)
3	0.344	-0.138	0.302	-0.721	-26.336	3.084	118.343	6.156	237.637
6	0.452	-0.003	0.412	-0.728	-18.235	3.952	107.833	7.505	206.070
12	0.570	0.118	0.496	-0.6479	-10.747	4.989	98.100	9.101	180.206
24	0.681	0.199	0.554	-0.560	-5.355	6.339	90.929	11.133	160.966
48	0.786	0.274	0.606	-0.475	-1.251	8.042	82.983	13.469	140.036

3.7.2 Χωρική κατανομή κριτηρίων απόδοσης

Στην παρούσα ενότητα επιχειρήθηκε η χωρική ολοκλήρωση των τιμών των διαφόρων κριτηρίων πάνω από τον Ελλαδικό χώρο, ώστε να διερευνηθεί η τυχόν ύπαρξη τάσεων πάνω από συγκεκριμένες περιοχές. Η διαδικασία αυτή πραγματοποιήθηκε σε περιβάλλον ArcGIS και η χωρική ολοκλήρωση έγινε με τη χρήση της μεθόδου βέλτιστης παρεμβολής Kriging (§ 3.6). Σε καθένα από τα παρακάτω σχήματα παρουσιάζονται πέντε χάρτες, καθένας από τους οποίους αντιστοιχεί σε μία από τις χρονικές κλίμακες της ανάλυσης. Οι χάρτες έχουν κατασκευαστεί με κοινή κλίμακα χρωμάτων (όπου κάθε χρώμα αντιστοιχεί σε κοινό εύρος τιμών του κάθε κριτηρίου) ώστε με αυτόν τον τρόπο να είναι ευχερέστερη η σύγκριση των αποτελεσμάτων και πιο εύκολα αντιληπτή η μεταβολή του κάθε μεγέθους, όταν μεταβάλλεται η χρονική κλίμακα.

Θα πρέπει στο σημείο αυτό, βέβαια, να τονισθεί πως ο σκοπός των χαρτών αυτών είναι να γίνει καλύτερα αντιληπτό το «μοτίβο» που τα αποτελέσματα ακολουθούν στην επικράτεια. Όπως έχει τονισθεί και σε προηγούμενη ενότητα, ο αριθμός των σταθμών που χρησιμοποιήθηκε στη μελέτη (34 μετεωρολογικοί σταθμοί) δεν είναι επαρκής για την εξαγωγή στέρεων και ακριβών συμπερασμάτων σε κάθε επιμέρους περιοχή. Ο αριθμός αυτός των χρησιμοποιούμενων σταθμών υπαγορεύτηκε από την περιορισμένη δυνατότητα ανεύρεσης των αναγκαίων δεδομένων στην τόσο λεπτή χρονική κλίμακα, όπως έχει ήδη επισημανθεί. Παρότι το δίκτυο (Σχήμα 3.3) είναι πολύ καλά κατανομημένο στον Ελλαδικό χώρο (πράγμα το οποίο ήταν και ο κύριος στόχος της μελέτης), εντούτοις για την πραγματοποίηση απολύτως αξιόπιστης χωρικής ολοκλήρωσης των αποτελεσμάτων, θα απαιτούνταν πολύ περισσότεροι σταθμοί, που όμως είναι δυσεύρετοι. Για το λόγο αυτό, θα πρέπει να δίνεται ιδιαίτερη προσοχή κατά την ανάγνωση των χαρτών και την ερμηνεία των αποτελεσμάτων. Εν γένει, μπορεί να ειπωθεί πως τα παρακάτω σχήματα μπορούν να δώσουν μια γενική εικόνα της κατανομής των μεγεθών, όχι όμως λεπτομερή. Με αυτή τη λογική θα πρέπει και να αξιολογηθούν.

Αρχικά, από την εξέταση του συνόλου των χαρτών, φαίνεται πως παρατηρείται αξιοσημείωτη διαφοροποίηση των διαφόρων μεγεθών πάνω από τον Ελλαδικό χώρο. Το γεγονός αυτό έχει παρατηρηθεί σε μελέτες πάνω από περιοχές με έντονο ανάγλυφο αλλά και μεταβαλλόμενο καθεστώς βροχοπτώσεων, όπως είναι η περίπτωση του Ιράν (Moazami et al., 2014). Αντίστοιχες συνθήκες επικρατούν και στην Ελλάδα (Μπαλτάς, 2013), οι οποίες και δικαιολογούν τις διαφοροποιήσεις αυτές μιας και, όπως είναι λογικό, αυξάνουν την αβεβαιότητα των δορυφορικών μετρήσεων. Παρόλα αυτά όμως, δεν παρατηρείται στη μεγάλη πλειονότητα των χαρτών κάποια εξαιρετικά μεγάλη – που θα υποδείκνυε ασυνέπεια – μετάβαση από ένα χρώμα σε ένα άλλο και ως εκ τούτου από μία τιμή κάποιου μεγέθους σε άλλη. Κάτι τέτοιο πιθανότατα θα έδειχνε μη αξιοπιστία στις μετρήσεις κάποιου εκ των σταθμών. Πάντως, οι όποιες διακυμάνσεις στα χρώματα μειώνονται, όσο ανεβαίνει η χρονική κλίμακα, μιας και μειώνεται η αβεβαιότητα στα δορυφορικά δεδομένα και αυτά καθίστανται ποιοτικά καλύτερα, όπως φάνηκε στην προηγούμενη ενότητα.

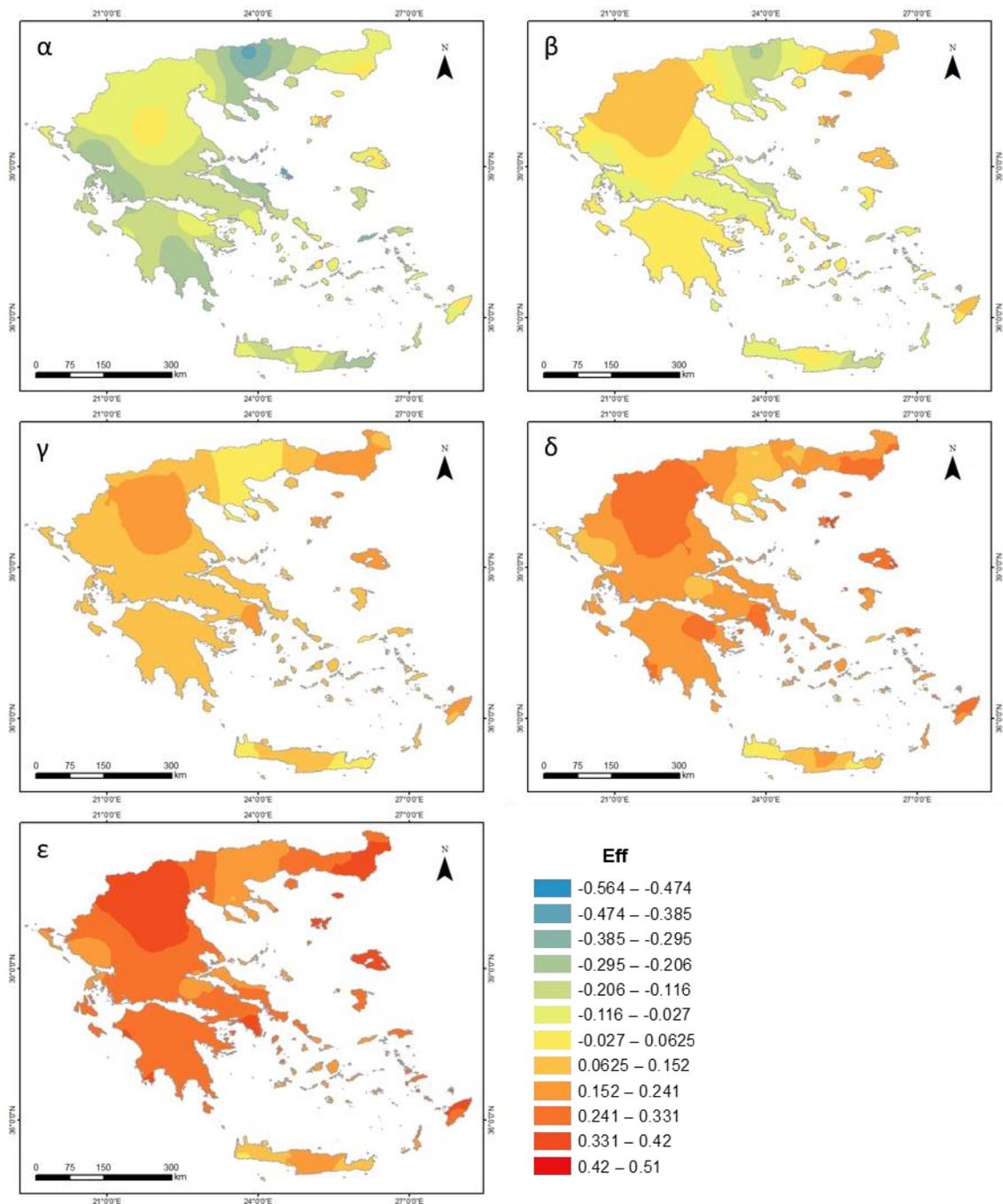
Μοναδική περίπτωση, ίσως, που παρατηρείται αξιοπρόσεχτα απότομη μεταβολή στα χρώματα των χαρτών, φαίνεται να παρουσιάζεται στην περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας και πιο συγκεκριμένα στις περιοχές της Φωκίδας, Φθιώτιδας και Βοιωτίας στην περίπτωση εξέτασης του μέσου απόλυτου σφάλματος και του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (Σχήματα 3.15 και 3.16). Στη συγκεκριμένη περιοχή ο μοναδικός σταθμός που χρησιμοποιήθηκε ήταν ο σταθμός της Αμφίκλειας, ο οποίος μάλιστα, μιας και βρίσκεται σε αρκετά μεγάλη απόσταση από τους γειτονικούς του (ανατολικά συναντάμε το σταθμό της Μάνδρας στην Αττική σε απόσταση ~ 97 km, νότια το σταθμό της Νεμέας σε απόσταση ~ 85 km και δυτικά το σταθμό του Αγρινίου σε απόσταση ~105 km) επηρεάζει καταλυτικά τα αποτελέσματα ως προς τη χωρική ολοκλήρωση. Στη συγκεκριμένη περιοχή, φαίνεται πως παρατηρείται συστηματικά χαμηλότερη απόδοση των διαφόρων κριτηρίων σε όλες της χρονικές κλίμακες της ανάλυσης (ως προς το συντελεστή αποδοτικότητας, το συντελεστή ετεροσυσχέτισης και κυρίως τις τιμές του μέσου απόλυτου σφάλματος και της ρίζας του μέσου τετραγωνικού σφάλματος).

Όσον αφορά τώρα τις τιμές των δεικτών, αρχικά, στο Σχήμα 3.12 παρουσιάζονται οι πέντε χάρτες με τη χωρική κατανομή του συντελεστή αποδοτικότητας. Όπως αναφέρθηκε και στην προηγούμενη παράγραφο, το κριτήριο αυτό είναι και το σημαντικότερο, ίσως, μιας και εξετάζει το πόσο καλά, σε κάθε θέση, η εκτιμώμενη χρονοσειρά προσεγγίζει την παρατηρημένη. Οι περιοχές στις οποίες παρατηρείται η καλύτερη απόδοση ως προς την τιμή του συντελεστή, είναι κυρίως οι περιοχές του Βορειοανατολικού Αιγαίου (π.χ. Λήμνος, Λέσβος) και της Θράκης, το νότιο, κυρίως, τμήμα της Αττικής καθώς επίσης και ορισμένες περιοχές της κεντρικής και βόρειας ηπειρωτικής χώρας. Πιο συγκεκριμένα, οι περιοχές της Κοζάνης, των Γρεβενών, των Τρικάλων, της Ημαθίας, Πέλλας κτλ. Εκεί οι καλές συγκριτικά τιμές του συντελεστή παρατηρούνται σε όλες τις χρονικές κλίμακες, όντας οριακά μεγαλύτερες του μηδενός για την κλίμακα των τριών ωρών (όπου ο μέσος όρος των σταθμών κυμαίνεται γύρω στο -0.14) και φτάνοντας ως και την τιμή του 0.5 για την κλίμακα των 48 ωρών (με μέση τιμή σταθμών στο 0.27).

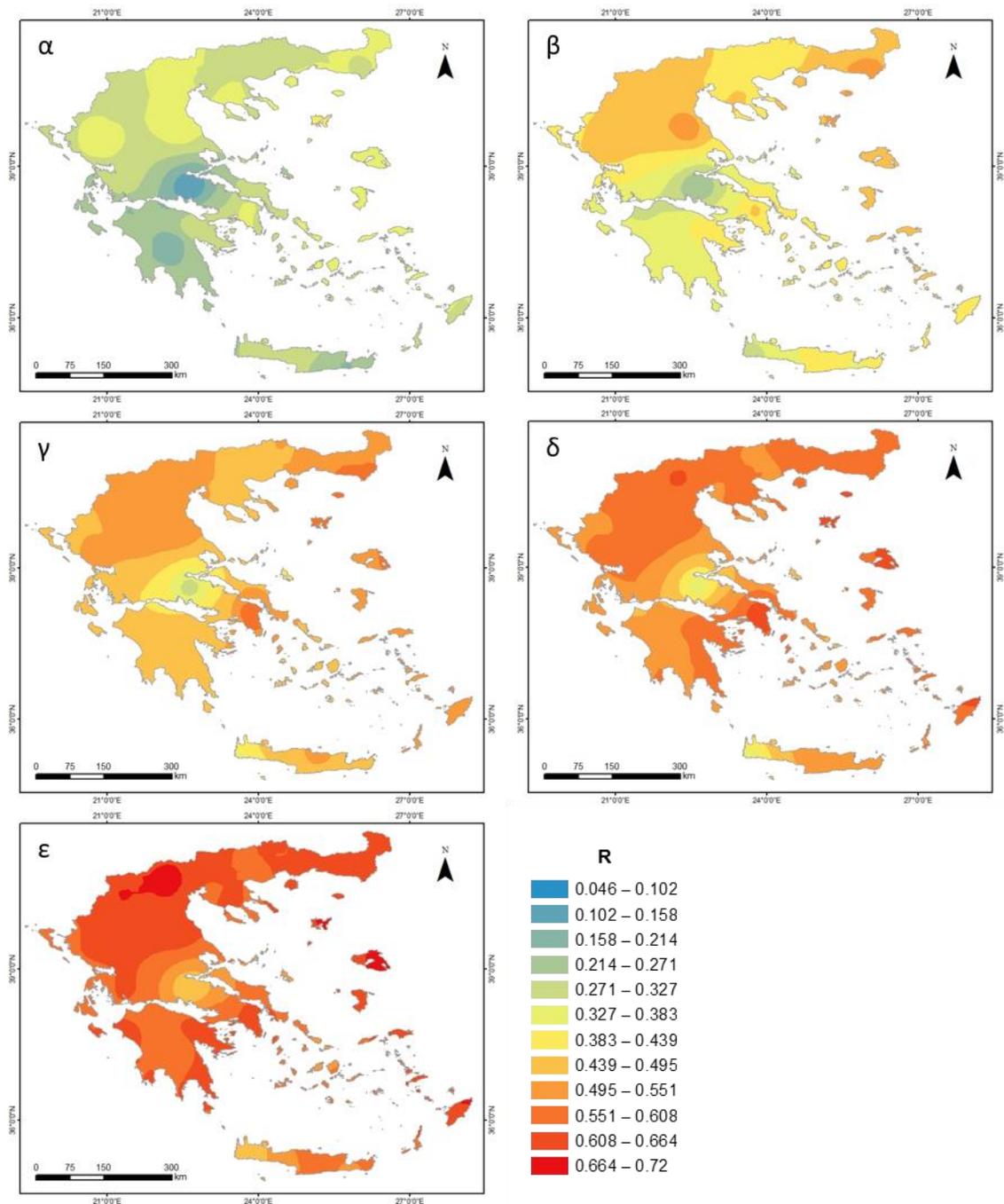
Αντίθετα, οι χαμηλότερες παρατηρούνται πρωτίστως στην περιοχή της Κεντρικής και Ανατολικής Μακεδονίας (με τιμές από ~ -0.56 έως και ~ 0,15 για τις κλίμακες των 3 και 48 hr αντίστοιχα). Επίσης, συστηματικά χαμηλή προσέγγιση παρατηρείται και σε ορισμένες περιοχές της Δυτικής Ελλάδας (Κέρκυρα, Θεσπρωτία, Πρέβεζα) και της Κρήτης (Χανιά και Άγιος Νικόλαος).

Παρεμφερή αποτελέσματα, ως προς τη χωρική κατανομή, παρατηρούνται και όσον αφορά το συντελεστή ετεροσυσχέτισης των χρονοσειρών βροχοπτώσεων, ο οποίος παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.13. Και πάλι εδώ μπορούν να διακριθούν ορισμένες περιοχές ως προς την κατανομή του δείκτη. Οι υψηλότερες ετεροσυσχετίσεις παρουσιάζονται στην περιοχή της Θράκης και των νησιών του Βορειοανατολικού Αιγαίου, της βορειοδυτικής ηπειρωτικής Ελλάδας, στα Δωδεκάνησα καθώς και σε ένα τμήμα της Αττικής. Είναι ουσιαστικά οι ίδιες περιοχές που βρέθηκε πως παρουσιάζουν και τους υψηλότερους συντελεστές αποδοτικότητας. Οι τιμές στις περιοχές αυτές κυμαίνονται στα διαστήματα 0.33-0.38, 0.40-0.55, 0.51-0.61, 0.51-0.66 και 0.61-

0.72 για τις χρονικές κλίμακες των 3, 6, 12, 24 και 48 h αντίστοιχα, τη στιγμή που οι μέσες τιμές του συντελεστή που έχουν υπολογιστεί για το σύνολο των σταθμών είναι ~ 0.3 , ~ 0.42 , ~ 0.50 , ~ 0.55 και ~ 0.60 αντίστοιχα.



Σχήμα 3.12: Χωρική κατανομή συντελεστή αποδοτικότητα (Eff) στον Ελλαδικό χώρο για κάθε χρονική κλίμακα: α) 3 hr, β) 6 hr, γ) 12 hr, δ) 24 hr και ε) 48 hr.

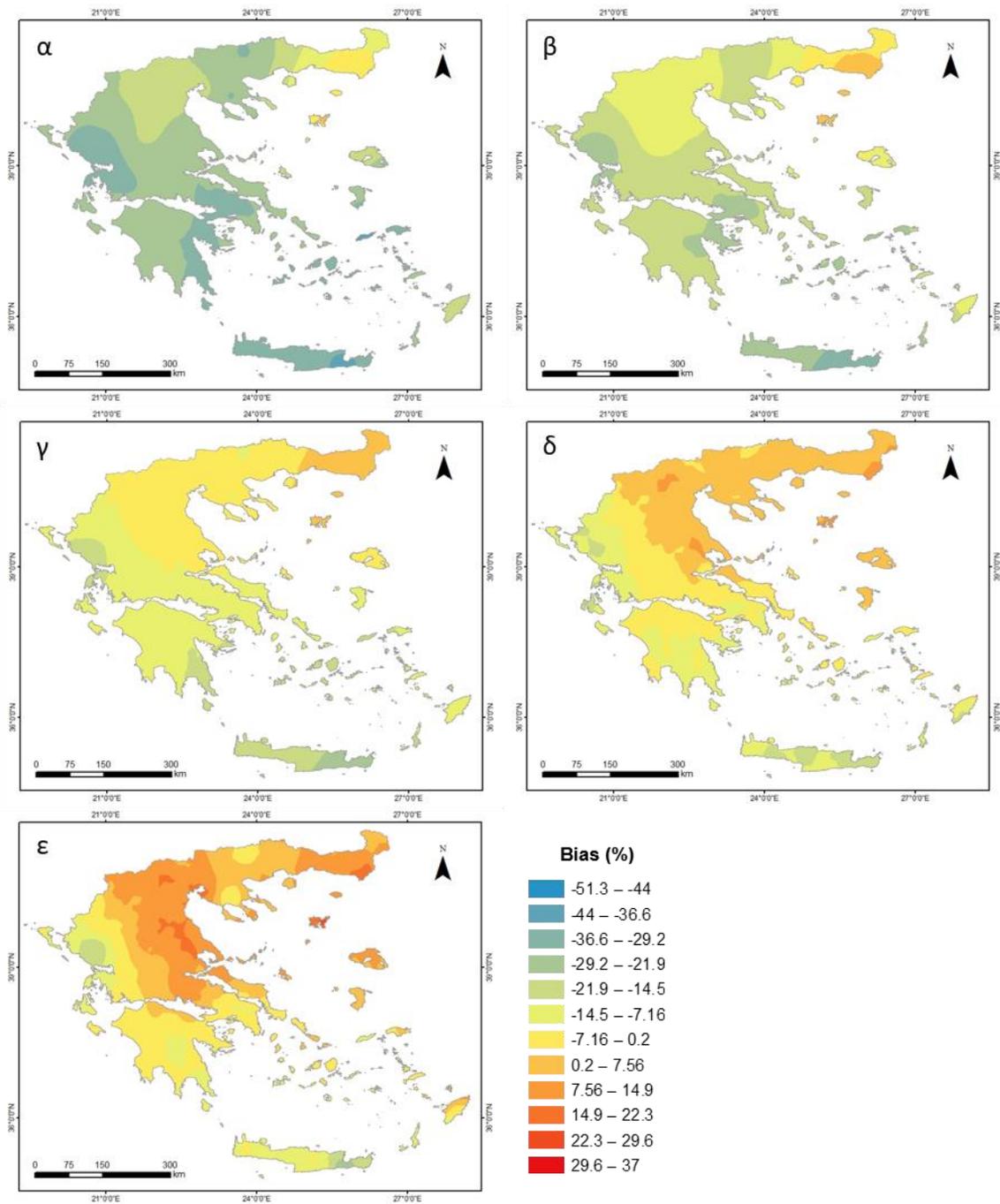


Σχήμα 3.13: Χωρική κατανομή συντελεστή ετεροσυσχέτισης (R) στον Ελλαδικό χώρο για κάθε χρονική κλίμακα: α) 3 hr, β) 6 hr, γ) 12 hr, δ) 24 hr και ε) 48 hr.

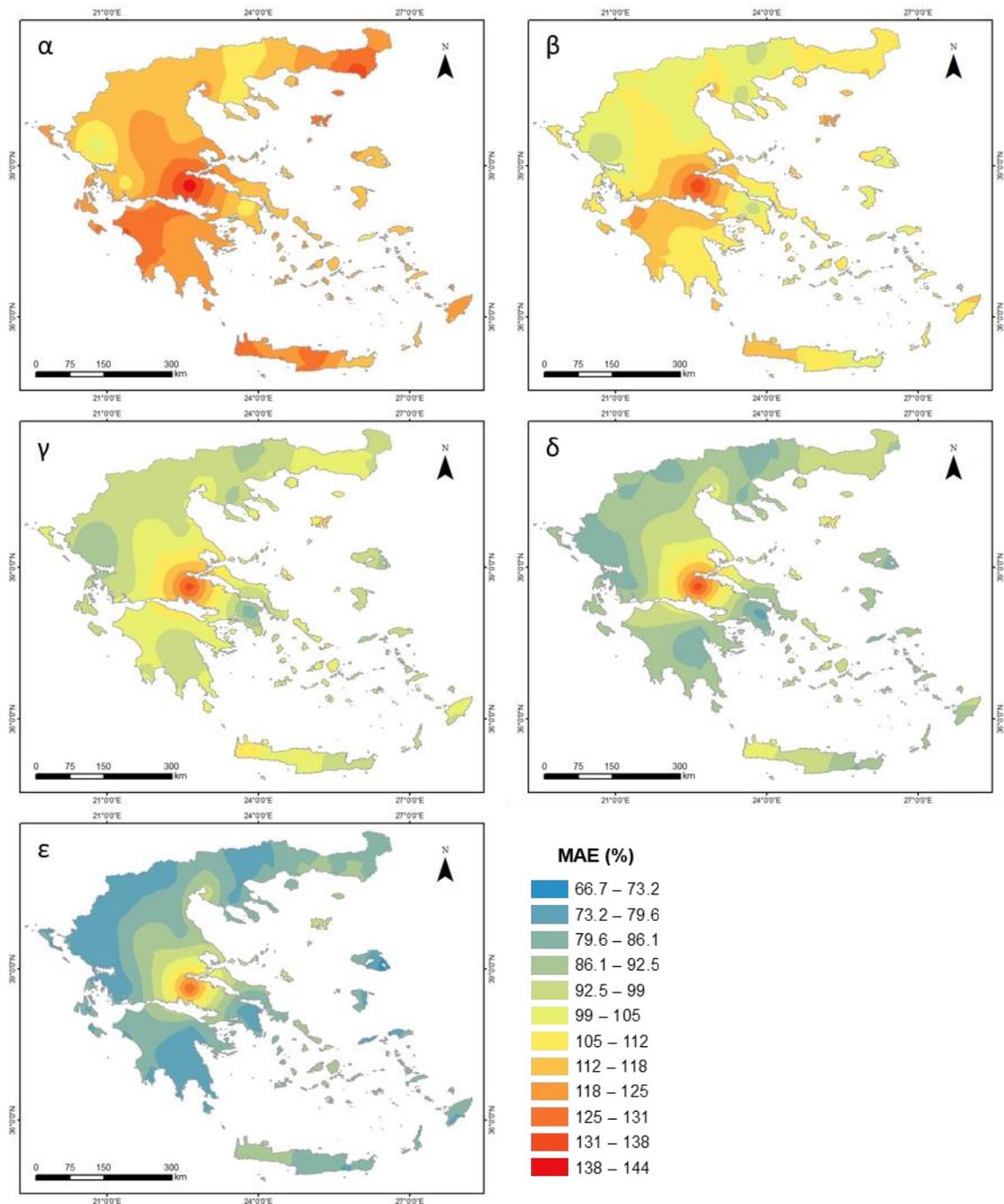
Όπως και στο Σχήμα 3.12, και πάλι εδώ οι χαμηλότερες τιμές φαίνεται να παρουσιάζονται στις περιοχές της Κεντρικής Μακεδονίας, της Κεντρικής Ελλάδας καθώς και σε μέρος της Κρήτης (ειδικότερα στην περιοχή των Χανίων). Στο Σχήμα 3.13, φαίνεται και η χαρακτηριστική, απότομη διαφοροποίηση των χρωμάτων στην περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας (γύρω από το σταθμό της Αμφίκλειας) που έχει επισημανθεί παραπάνω.

Όσον αφορά τώρα τις τιμές του συστηματικού σφάλματος (ή μεροληψίας) του προϊόντος 3B42 V7 πάνω από τον Ελλαδικό χώρο, μπορεί να γίνει αντιληπτή με μία πρώτη ματιά η συστηματική υποεκτίμηση της βροχόπτωσης από το δορυφορικό προϊόν, ειδικότερα στις λεπτότερες χρονικές κλίμακες. Το συμπέρασμα αυτό, το οποίο έχει προκύψει και από την εξέταση των διαγραμμάτων της προηγούμενης ενότητας, είναι συμβατό με τα αποτελέσματα λοιπών μελετών αξιολόγησης του συγκεκριμένου προϊόντος (Chen et al., 2013), αλλά και παλαιότερων εκδόσεων αυτού (Παπαθεοδοσίου, 2011; Αλεξοπούλου, 2010). Ωστόσο, τα αποτελέσματα δεν μπορεί να είναι ευθέως συγκρίσιμα μεταξύ τους, μιας και αφενός οι μελέτες αυτές διαφέρουν με τη συγκεκριμένη αφενός ως προς τη χρονική κλίμακα που πραγματοποιείται η αξιολόγηση και αφετέρου ως προς την ακολουθούμενη μεθοδολογία. Συγκεκριμένα, στην παρούσα εργασία πραγματοποιείται αξιολόγηση αποκλειστικά της παρατηρημένης βροχόπτωσης, δηλαδή η σύγκριση γίνεται μόνο στα διαστήματα όπου οι χρονοσειρές των βροχογράφων έχουν μη μηδενικές τιμές. Αυτός είναι και ένας από τους λόγους για τις φτωχές προσεγγίσεις που παρατηρούνται. Αυτό είναι και λογικό, μιας και οι μηδενικές τιμές των χρονοσειρών δε υπεισέρχονται στους υπολογισμούς. Σε περίπτωση που αυτό γινόταν, η ταύτιση των δύο χρονοσειρών στα διαστήματα αυτά (λόγω του ότι δεν αναμένεται ο δορυφόρος να δίνει τιμές διάφορες του μηδενός όταν σε παρατεταμένο διάστημα δεν υπάρχει εκδήλωση επεισοδίου) θα οδηγούσε και σε μεγαλύτερη συσχέτιση και καλύτερα αποτελέσματα.

Χαρακτηριστικό των χαρτών του Σχήματος 3.14, είναι πως πέρα από τη γενική αυτή υποεκτίμηση που παρατηρείται, όσο ανεβαίνει η χρονική κλίμακα, το ποσοστό του σφάλματος μειώνεται (σε απόλυτη τιμή) και σε κάποιες περιπτώσεις γίνεται μέχρι και θετικό. Δηλαδή, περιοχές στις οποίες υπάρχει υποεκτίμηση στην κλίμακα των τριών ωρών, μπορεί να παρατηρηθεί ακόμα και υπερεκτίμηση όταν η ανάλυση πραγματοποιηθεί σε υψηλότερες κλίμακες. Χαρακτηριστικά μπορεί να αναφερθεί η περιοχή της Θεσσαλίας, στην οποία ενώ στις 3 hr η τιμή του σφάλματος (ως ποσοστού) κυμαίνεται στο διάστημα -29.2% - -21.9%, στην κλίμακα των 48 hr φτάνει να βρίσκεται στην περιοχή της Λάρισας, για παράδειγμα, πλησίον του +25% της μέσης τιμής της χρονοσειράς. Βέβαια, η συγκεκριμένη περίπτωση αποτελεί ακραίο παράδειγμα, όχι όμως και μοναδικό (αντίστοιχη περίπτωση είναι π.χ. η Λήμνος). Πάντως, η απόλυτη τιμή του σφάλματος μειώνεται χαρακτηριστικά με την αύξηση της χρονικής κλίμακας σε όλες τις περιοχές της επικράτειας, όπως φαίνεται από το Σχήμα 3.14.



Σχήμα 3.14: Χωρική κατανομή μεροληψίας ως ποσοστό επί της μέσης τιμής των ιστορικών χρονοσειρών (Bias) στον Ελλαδικό χώρο για κάθε χρονική κλίμακα: α) 3 hr, β) 6 hr, γ) 12 hr, δ) 24 hr και ε) 48 hr.

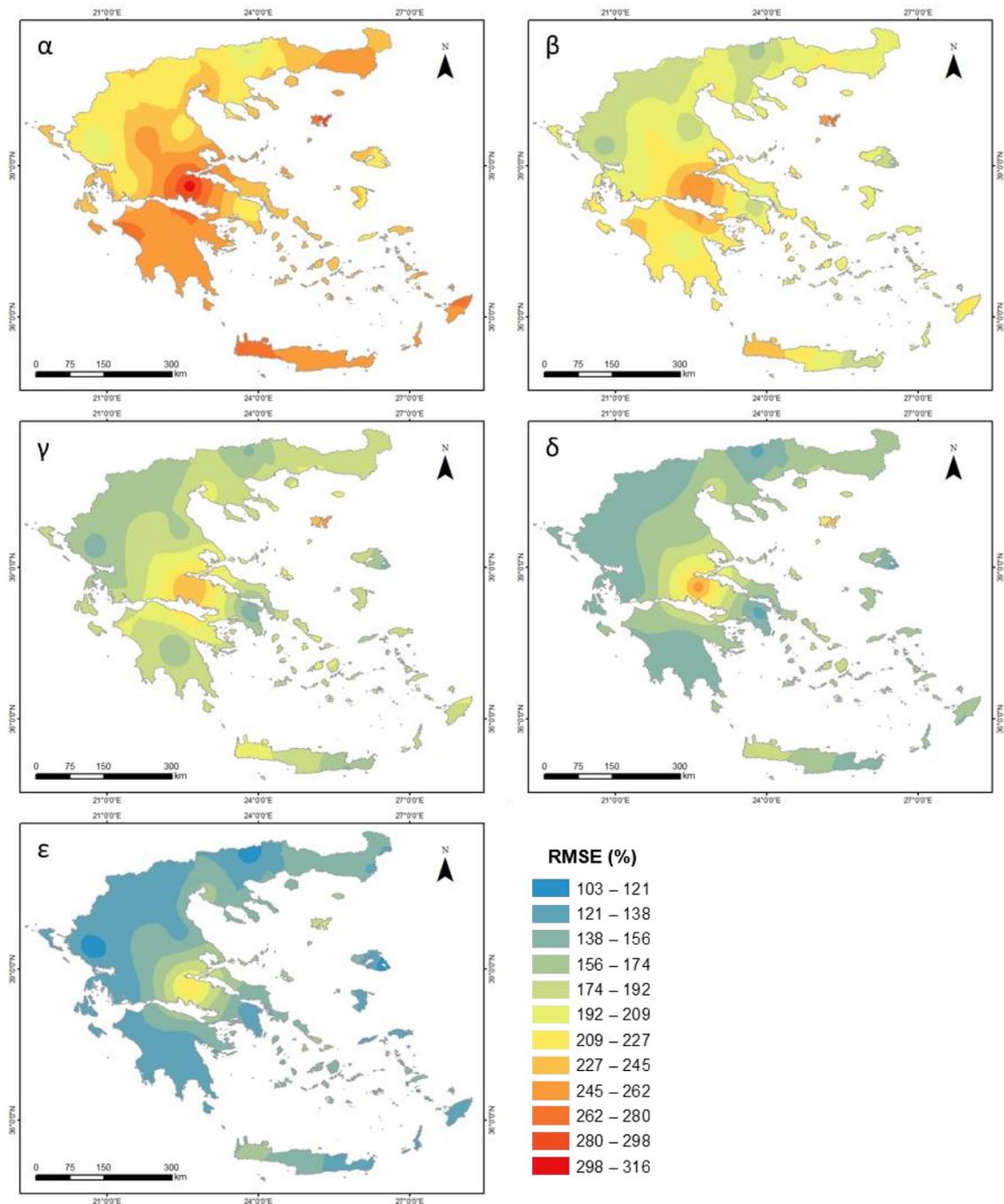


Σχήμα 3.15: Χωρική κατανομή μέσου απόλυτου σφάλματος, εκφρασμένου ως ποσοστό επί της μέσης τιμής των παρατημένων ιστορικών χρονοσειρών (MAE) στον Ελλαδικό χώρο για κάθε χρονική κλίμακα: α) 3 hr, β) 6 hr, γ) 12 hr, δ) 24 hr και ε) 48 hr.

Στους χάρτες του σχήματος αυτού (Σχήμα 3.15) μπορεί να φανεί καλύτερα και να γίνει πληρέστερα κατανοητή και η κατανομή των σφαλμάτων, απ' ότι εξετάζοντας τους χάρτες του Σχήματος 3.14. Ο λόγος είναι πως αλγεβρικές προσθαφαιρέσεις δε λαμβάνονται υπόψη στην τιμή του δείκτη MAE, όπως συμβαίνει με τις τιμές του δείκτη Bias. Στο Σχήμα 3.15 όπως και στο

επόμενο (Σχήμα 3.16) στο οποίο αναπαρίσταται η κατανομή του δείκτη RMSE και το οποίο προσομοιάζει αρκετά με το Σχήμα 1, φαίνεται πως τα αποτελέσματα, αναφορικά με τις τιμές των σφαλμάτων, δεν ακολουθούν αναγκαστικά, σε όλες τις περιπτώσεις, τα αποτελέσματα που προέκυψαν και σχολιάστηκαν για τους συντελεστές ετεροσυσχέτισης και αποτελεσματικότητας (R και Eff). Ενώ στην Αττική οι τιμές των δεικτών MAE, RMSE αλλά και Bias (σε απόλυτη τιμή) είναι από τις καλύτερες (οι τιμές του MAE, για παράδειγμα, βρίσκονται στα διαστήματα 105%-118%, 92.5%-105%, 79.6%-92.5%, 73.2%-86.1% και 66.7%-73.2% στις κλίμακες των 3,6, 12, 24 και 48 hr αντιστοίχως, τη στιγμή που οι μέσες τιμές βρίσκονται για κάθε μία διάρκεια στο ~ 118%, ~ 108%, ~ 98%, ~ 90% και ~ 82%) και συγχρόνως οι τιμές των Eff και R είναι εξίσου καλές, το ίδιο δε συμβαίνει στη Θράκη, τα νησιά του Βορειοανατολικού Αιγαίου (Λήμνος και Λέσβος) καθώς στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας και του Βόρειου τμήματος της Θεσσαλίας και της Ηπείρου. Ενδεικτικά, στο διαμέρισμα της Θράκης βλέπουμε πως συναντώνται τιμές του δείκτη MAE της τάξης του 131%-138%, 118%-125%, 99%-105%, 92.5%-99% και 86.1%-79.6% για τις χρονικές κλίμακες των 3, 6, 12, 24 και 48 hr αντίστοιχα που είναι γενικά υψηλότερες από τις μέσες τιμές του δείκτη στη χώρα. Στη συγκεκριμένη περιοχή, ωστόσο, παράλληλα παρατηρήθηκαν κάποιες από τις υψηλότερες τιμές των συντελεστών ετεροσυσχέτισης και αποδοτικότητας. Το γεγονός αυτό, είναι ενδεικτικό της μεγάλης αβεβαιότητας που χαρακτηρίζει τα δορυφορικά δεδομένα. Πάντως για να είμαστε απολύτως ακριβείς, πέραν της εξαίρεσης του σταθμού της Αμφίκλειας, τα αποτελέσματα πάνω από όλους τους υπολοίπους παρουσιάζουν μια γενική ομοιογένεια, ως προς τα διάφορα σφάλμα. Σε κάποιες περιπτώσεις μπορεί και τα χρώματα των χαρτών να είναι παραπλανητικά, μιας και οι διάφορες τιμές έχουν αποδοθεί σε αρκετά μεγάλο αριθμό κλάσεων (12 στον αριθμό) με σκοπό να γίνουν αντιληπτές ακόμα και μικρές διαφοροποιήσεις. Θα πρέπει όμως να είμαστε προσεκτικοί στην ανάγνωση, ώστε οι διαφοροποιήσεις αυτές να μη δώσουν τη λανθασμένη εντύπωση πολύ έντονων διακυμάνσεων, πράγμα το οποίο θα ήταν αναληθές.

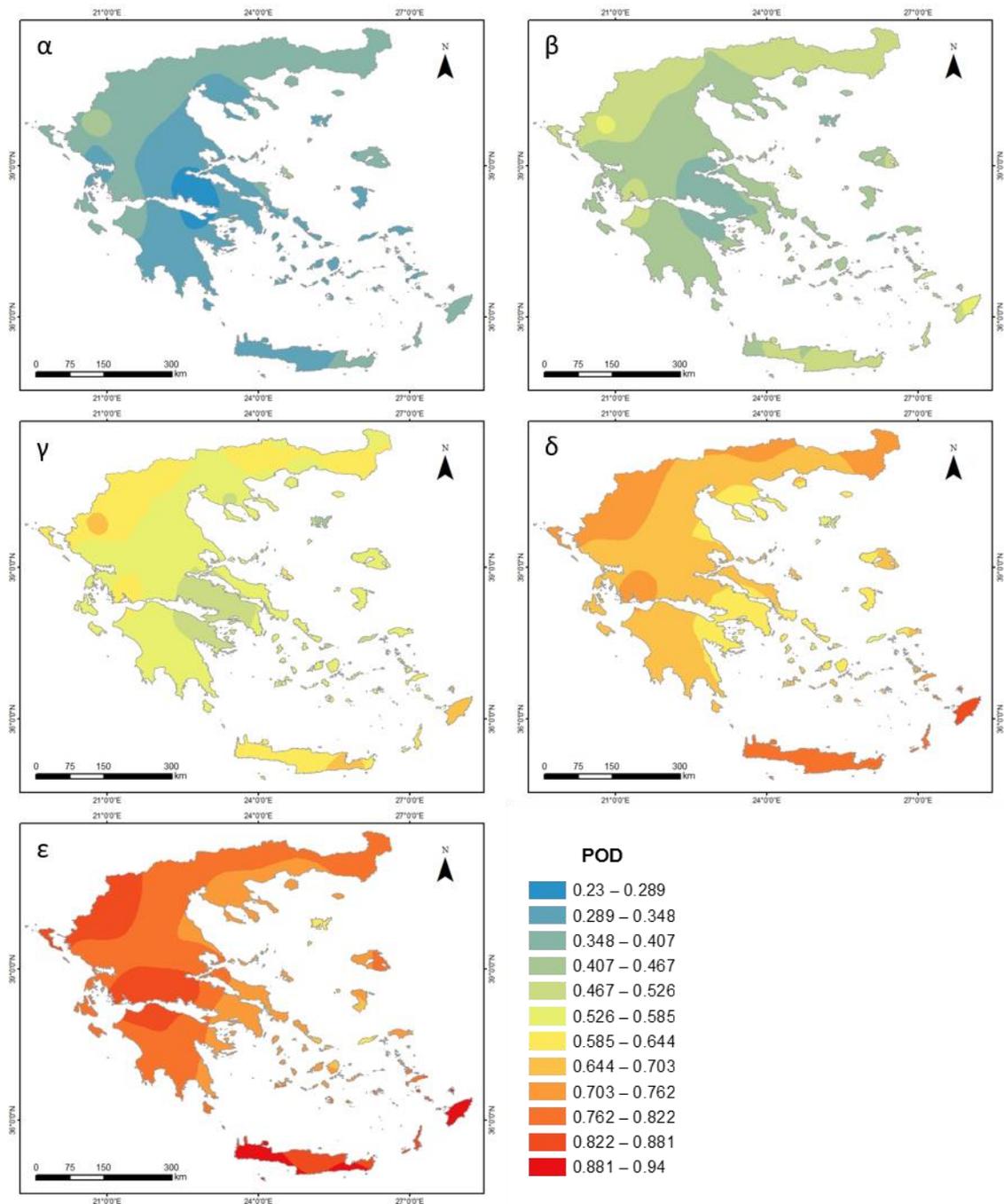
Συνεχίζοντας το σχολιασμό των αποτελεσμάτων, φαίνεται πως η Κρήτη (και ειδικά η περιοχή των Χανίων) και στην περίπτωση των τιμών του μέσου απόλυτου σφάλματος και της ρίζας του μέσου τετραγωνικού σφάλματος είναι μεταξύ των περιοχών όπου παρατηρείται συστηματικά μεγαλύτερες τιμές. Δυσμενέστερα, συγκριτικά, αποτελέσματα παρουσιάστηκαν και στην εξέταση των Eff και R. Η Πελοπόννησος από την άλλη, φαίνεται πως χαρακτηρίζεται από ανομοιογένεια. Από τη μία οι περιοχές του βορείου και δυτικού τμήματος του διαμερίσματος παρουσιάζουν υψηλότερα σφάλματα απ' ότι το ανατολικό. Θα πρέπει, ωστόσο να είμαστε προσεκτικοί, μιας και το βόρειο τμήμα της επηρεάζεται αρκετά από το σταθμό της Αμφίκλειας, στον οποίο ενδεχομένως η ποιότητα των μετρήσεων ελέγχεται.



Σχήμα 3.16: Χωρική κατανομή τετραγωνικής ρίζας μέσου τετραγωνικού σφάλματος, εκφρασμένου ως ποσοστό επί της μέσης τιμής των παρατημένων ιστορικών χρονοσειρών (RMSE) στον Ελλαδικό χώρο για κάθε χρονική κλίμακα: α) 3 hr, β) 6 hr, γ) 12 hr, δ) 24 hr και ε) 48 hr.

Αναφορικά τώρα με τις τιμές της πιθανότητας ανίχνευσης (Σχήμα 3.17), άξιο σχολιασμού είναι το γεγονός πως από τις υψηλότερες τιμές (που προσεγγίζουν το 0.95 στην κλίμακα των 48 ωρών) παρατηρούνται στην περιοχή της Κρήτης και συγκεκριμένα στα Χανιά καθώς και στο νότιο

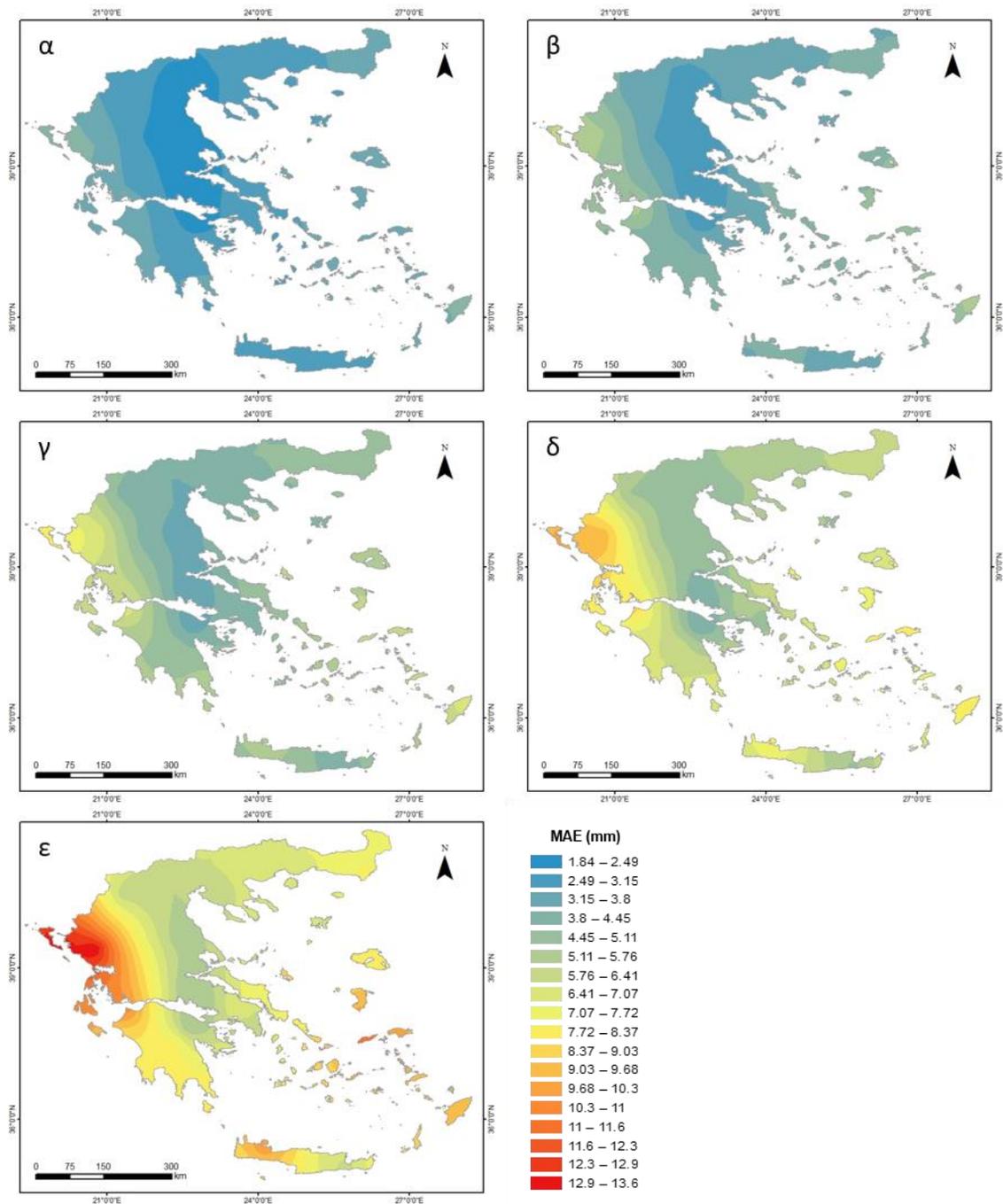
τμήμα του Αγίου Νικολάου και Ηρακλείου. Εκεί (και ιδίως στα Χανιά) έχει επισημανθεί παραπάνω η χαμηλή απόδοση του προϊόντος 3B42 V7. Στην ποσοτική εξέταση που έχει προηγηθεί, στην περιοχή αυτή συναντάμε κάποιες από τις χαμηλότερες τιμές των δεικτών Eff, R, MAE και RMSE στον Ελλαδικό χώρο. Έτσι, οδηγούμαστε στο συμπέρασμα πως ενώ το προϊόν σε ποσοτικό επίπεδο αποδίδει τη βροχόπτωση με σημαντικά σφάλματα, εντούτοις είναι αρκετά αξιόπιστο (στις υψηλές κλίμακες κυρίως) στο να απαντήσει, με ναι ή όχι, στο αν έβρεξε. Από την άλλη, χαμηλές τιμές του δείκτη υπολογίζονται πάνω από την Αττική, γεγονός επίσης άξιο αναφοράς, δεδομένων των καλών αποτελεσμάτων στις τιμές των υπολοίπων δεικτών πάνω από την περιοχή.



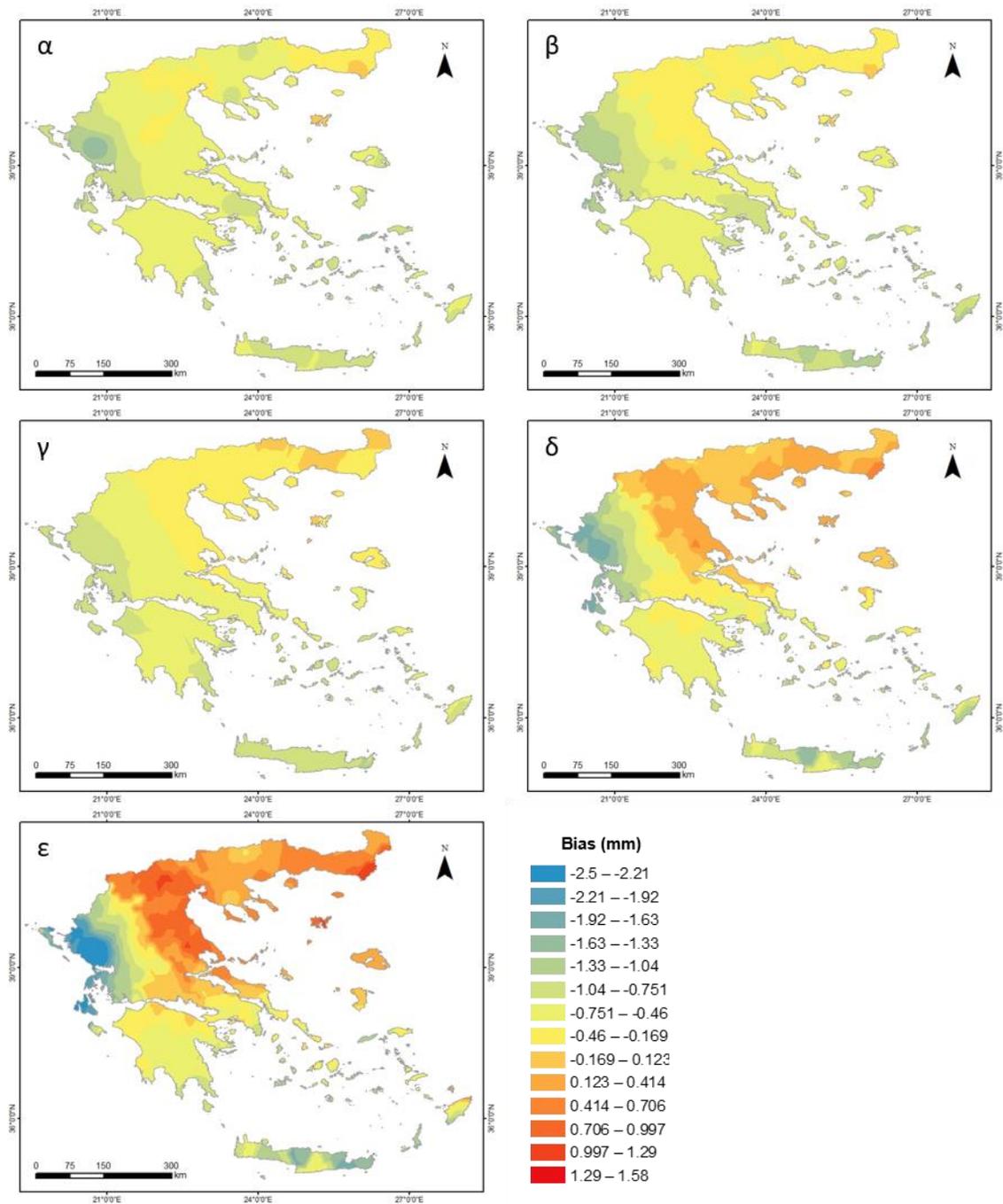
Σχήμα 3.17: Χωρική κατανομή πιθανότητας ανίχνευσης (POD) στον Ελλαδικό χώρο για κάθε χρονική κλίμακα: α) 3 hr, β) 6 hr, γ) 12 hr, δ) 24 hr και ε) 48 hr.

Τέλος, στα παρακάτω σχήματα παρουσιάζονται οι τιμές του μέσου απόλυτου σφάλματος καθώς και της μεροληψίας του προϊόντος TRMM 3B42 V7 (Σχήμα 1 και 2 αντίστοιχα) σε χλιοστά βροχής πάνω από την Ελλάδα. Σκοπός των συγκεκριμένων σχημάτων είναι να δοθεί και μία εικόνα ως προς το φυσικό μέγεθος των σφαλμάτων. Παρότι τα σχήματα αυτά δεν προσφέρονται για την εξαγωγή συμπερασμάτων ως προς τις τάσεις ανά περιοχή (όπως συμβαίνει με όλα τα

προηγούμενα) μπορούν από αυτά να βγουν κάποια ενδιαφέροντα συμπεράσματα. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η έντονη ανισοτροπία που παρατηρείται στον κεντρικό κορμό της χώρας κατά τη διεύθυνση δύσης-ανατολής. Η ανισοτροπία ως προς το πεδίο της βροχόπτωσης είναι γνωστή (Μπαλτάς, 2013) και οφείλεται στην ύπαρξη της οροσειράς της Πίνδου. Λόγω του ορογραφικού φαινομένου, τα ύψη βροχής δυτικά της οροσειράς είναι πολύ μεγαλύτερα, σε ετήσια βάση, απ' ό,τι ανατολικά. Έτσι, είναι επόμενο τα σφάλματα (σε χιλιοστά βροχής) να είναι σημαντικά μεγαλύτερα στο δυτικό τμήμα της χώρας και μικρότερα στο ανατολικό, δεδομένου και του γεγονότος πως η μεροληψία σαν ποσοστό της μέσης τιμής των παρατημένων χρονοσειρών είναι πρακτικά ομοιογενώς κατανομημένη. Η παρατήρηση αυτή, δείχνει πως το προϊόν μπορεί να αποδώσει την τάση που υπάρχει ως προς το καθεστώς βροχόπτωσης, χωρίς ωστόσο να δίνει τιμές επαρκούς ακρίβειας.



Σχήμα 3.18: Χωρική κατανομή μέσου απόλυτου σφάλματος (ΜΑΕ) σε μονάδες ύψους βροχής (mm) στον Ελλαδικό χώρο για κάθε χρονική κλίμακα: α) 3 hr, β) 6 hr, γ) 12 hr, δ) 24 hr και ε) 48 hr.



Σχήμα 3.19: Χωρική κατανομή μέσου απόλυτου σφάλματος (MAE) σε μονάδες ύψους βροχής (mm) στον Ελλαδικό χώρο για κάθε χρονική κλίμακα: α) 3 hr, β) 6 hr, γ) 12 hr, δ) 24 hr και ε) 48 hr.

Κεφάλαιο 4. Ταξινόμηση καταιγίδων στην Αττική

4.1 Εισαγωγικά

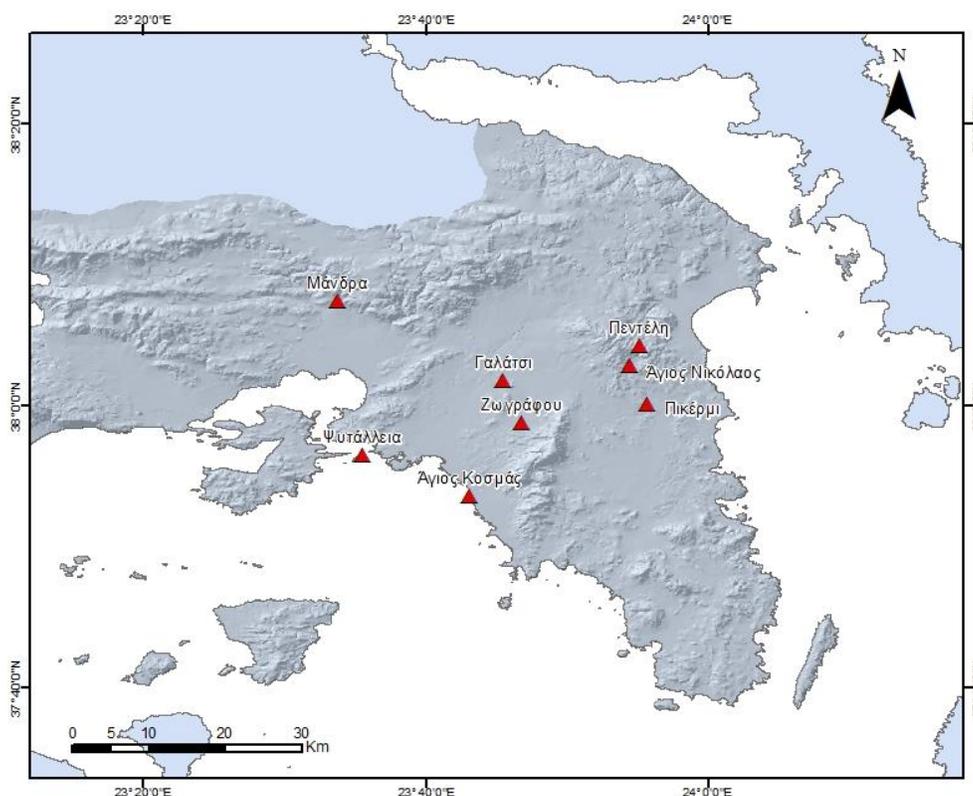
Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφεται αναλυτικά η μεθοδολογία ταξινόμησης των καταιγιδοφόρων συστημάτων στην Αττική, με σκοπό τον καθορισμό της κρίσιμης έντασης βροχόπτωσης. Για το σκοπό αυτό, εφαρμόζεται ο προτεινόμενος από τον Tremblay (2005) αλγόριθμος και ακολουθείται η μεθοδολογία ταξινόμησης των Rouiz-Leo et al. (2011). Πάνω από την κρίσιμη ένταση βροχόπτωσης και με βάση την πρόγνωση υετού, αναμένεται η εκδήλωση κατακρήμνισης συνδεόμενης με συστήματα κατακόρυφης ανάπτυξης, και κατ' αναλογία, κάτω από αυτήν επικρατούν στρωματόμορφα φαινόμενα. Η μεθοδολογία εφαρμόζεται με χρήση αρχικά παρατημένης από εγκατεστημένους βροχομετρικούς σταθμούς βροχόπτωσης, ενώ στη συνέχεια διερευνάται η χρήση και των δορυφορικών δεδομένων και συγκεκριμένα του προϊόντος TRMM 3B42 V7 για τον ίδιο σκοπό. Λόγω της υψηλής χρονικής ανάλυσης που το προϊόν αυτό προσφέρει (3 h), καθίσταται δυνατή η χρήση του για τη μελέτη της βροχής σε επίπεδο επεισοδίου. Ωστόσο, για να συμβεί αυτό θα πρέπει πρώτα η αξιοπιστία του, για τη συγκεκριμένη εφαρμογή, να διερευνηθεί. Αυτός είναι και ο σκοπός της ανάλυσης στην παρούσα ενότητα της Μεταπτυχιακής αυτής εργασίας. Τα αποτελέσματα από τα δύο προϊόντα εν τέλει συγκρίνονται, θεωρώντας φυσικά τα αποτελέσματα που έχουν προκύψει με βάση την παρατημένη βροχόπτωση ως την «αλήθεια».

Λόγω των πλεονεκτημάτων των δορυφορικών δεδομένων (τα οποία έχουν αναλυθεί διεξοδικά σε προηγούμενη παράγραφο) και κυρίως της χωρικής κάλυψης που αυτά προσφέρουν, η πιθανή αξιοποίησή τους για αυτό το σκοπό δύναται να προσφέρει πολύτιμη γνώση και να αποτελέσει σημαντικό εργαλείο ιδίως σε θέματα μετεωρολογικής πρόγνωσης. Ειδικότερα, πιθανά ενθαρρυντικά αποτελέσματα δύναται να καταστήσουν το συγκεκριμένο δορυφορικό προϊόν πρόσφορο προς αξιοποίηση πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, στην οποία υπάρχει απουσία συμβατικών μετρήσεων πάνω από τη θαλάσσια περιοχή και συγχρόνως τα επεισόδια τύπου convective αποτελούν συχνό φαινόμενο (Martin and Carretero, 2001).

4.2 Ανάπτυξη μεθοδολογίας με χρήση επίγειων δεδομένων βροχόπτωσης

Η περίοδος που πραγματοποιείται η μελέτη είναι η εξαετία 2009-2014 και τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται προέρχονται από μετρήσεις του Υδρολογικού Παρατηρητηρίου Αθηνών (Hydrological Observatory of Athens – HOA).

Οι σταθμοί, τα δεδομένα των οποίων αξιοποιούνται για τη συγκεκριμένη περίοδο, παρουσιάζονται παρακάτω (Σχήμα 4.1 και Πίνακας 4.1).



Σχήμα 4.1:Μετεωρολογικοί σταθμοί δικτύου ΗΟΑ που χρησιμοποιήθηκαν.

Πίνακας 4.1: Μετεωρολογικοί σταθμοί δικτύου ΗΟΑ που χρησιμοποιήθηκαν.

<i>Σταθμός</i>	<i>Γεωγρ. Μήκος (°)</i>	<i>Γεωγρ. Πλάτος (°)</i>	<i>Υψόμετρο (m)</i>
Άγιος Κοσμάς	23.718	37.893	5
Άγιος Νικόλαος	23.907	38.046	383
Γαλάτσι	23.758	38.029	176
Μάνδρα	23.564	38.123	258
Πεντέλη	23.919	38.070	630
Πικέρμι	38.001	23.929	133
Ψυτάλλεια	23.595	37.943	20
Ζωγράφου	37.980	23.780	181

Τα δεδομένα των σταθμών αυτών παρέχονται σε ώρα EET (East European Time) και σε δεκάλεπτο χρονικό βήμα. Έτσι, αφού πρώτα μετατράπηκαν σε ζώνη UTC (Coordinated Universal Time), ανήχθησαν σε δωρο χρονικό βήμα για ολόκληρη την υπό μελέτη περίοδο, με βάση τα όσα

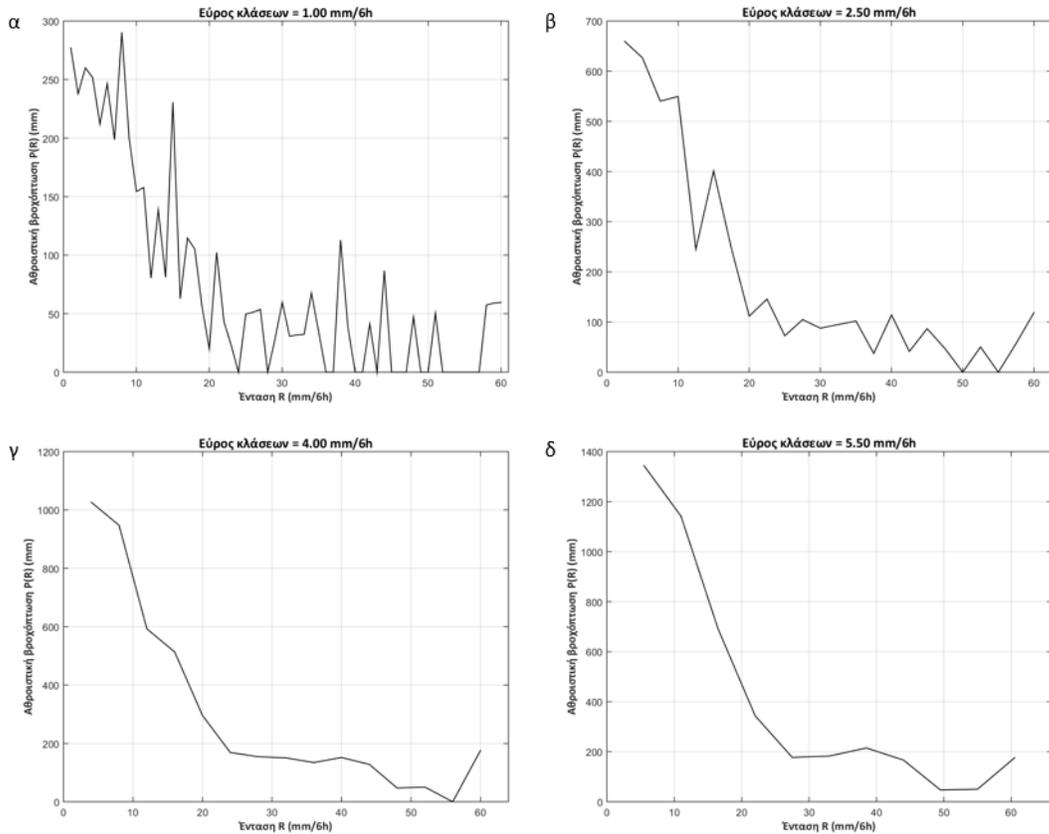
αναφέρονται σε προηγούμενο κεφάλαιο. Με τον τρόπο αυτό, κάθε ημέρα χωρίζεται σε τέσσερα ίσα χρονικά διαστήματα των 6 ωρών και το ύψος βροχής που αντιστοιχεί στα διαστήματα αυτά ισοδυναμεί με την ένταση ανά έξι ώρες (mm/6h). Η ανάλυση πραγματοποιήθηκε για κάθε έτος χωριστά.

4.2.1 Πρώτος αλγόριθμος: εκθετική προσαρμογή

Όπως έχει αναλυθεί σε προηγούμενο κεφάλαιο, πρώτο βήμα αποτελεί η εφαρμογή του αλγορίθμου που θα περιγράψει το stratiform καθεστώς μέσω ενός εκθετικού νόμου. Με την βοήθεια του αλγορίθμου αυτού υπολογίζεται 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.

Στην συνέχεια γίνεται η επιλογή της κλάσης της κατανομής, καθώς το μέγεθος αυτό επηρεάζει σημαντικά την τελική μορφή της κατανομής. Όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.2, επιδιώχθηκε η δημιουργία ενδεικτικών κατανομών για συγκεκριμένα διαστήματα (class intervals: 1, 2.5, 4, 5.5, κ.α. mm/6 h) έτσι ώστε η τελική μορφή να μην είναι τόσο ομαλή ώστε να χάνεται η πληροφορία του convective, και παράλληλα να μην παρατηρούνται αδικαιολόγητες ανωμαλίες που να οδηγούν σε υπερεκτίμησή του. 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).

Στο Σχήμα 4.2 ενδεικτικά παρουσιάζονται οι καμπύλες που υπολογίστηκαν για τέσσερις διαφορετικές τιμές κλάσης έντασης για το έτος 2011. Με βάση τα κριτήρια που έχουν αναλυθεί, ως καταλληλότερη επιλέγεται η καμπύλη (β). Βέβαια, θα πρέπει να τονισθεί, πως σε κάθε περίπτωση εξετάστηκαν και οι γειτονικές τιμές εκείνης που θεωρούνταν ως η πιο κατάλληλη (στην περίπτωση αυτή οι τιμές 2 mm/6 h και 3 mm/6 h).



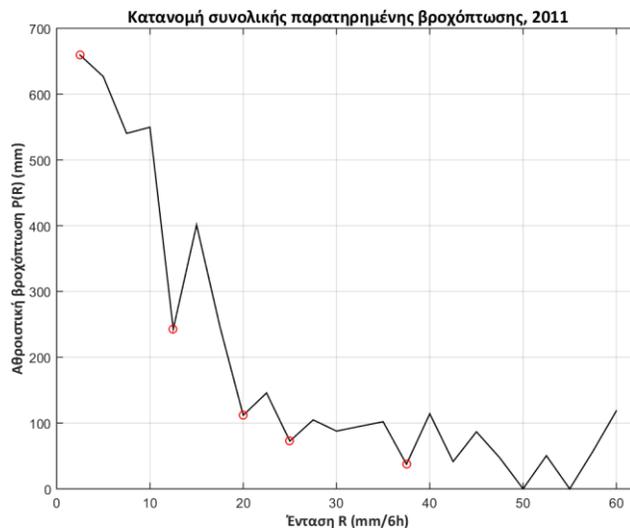
Σχήμα 4.2: Κατανομή αθροιστικής βροχόπτωσης στην περιοχή της Αττικής για το έτος 2010 με χρήση διαφορετικών διαστημάτων κλάσεων: α) 1, β) 2.5, γ) 4 και δ) 5.5 mm/6 h. Είναι φανερό πως σε μικρότερες κλάσεις παρουσιάζονται περισσότερες ανωμαλίες.

Για την εύρεση της βέλτιστης εκθετικής κατανομής, διαμορφώθηκε στη MATLAB κατάλληλος αλγόριθμος βελτιστοποίησης. Σαν μέθοδος, επιλέχθηκε η χρήση γενετικών αλγορίθμων (η συνάρτηση “ga”). Αρχικά σε κάθε προσομοίωση ανιχνεύθηκαν τα τοπικά ελάχιστα που παρουσιάζει η παρατημένη αθροιστική καμπύλη, καθώς επίσης και το πρώτο σημείο αυτής (Σχήμα 4.3). Στη συνέχεια, τέθηκε σαν περιορισμός συνθήκη τέτοια ώστε η προσομοιωμένη καμπύλη να διέρχεται από τα σημεία αυτά (με δημιουργία κατάλληλης “Anonymous function”). Σαν στοχική συνάρτηση ορίστηκε το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (MSE) μεταξύ των τιμών της παρατηρημένης και προσομοιωμένης καμπύλης και επιδιώχθηκε η ελαχιστοποίησή του, τηρουμένου πάντα του περιορισμού μη γραμμικής ισότητας. Οι παράμετροι, για κάθε έτος, που υπολογίστηκαν, είναι οι $A(t)$ και $B(t)$ οι οποίες και χρησιμοποιήθηκαν για τη διαμόρφωση της χαρακτηριστικής εκθετικής κατανομής:

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

Θα πρέπει στο σημείο αυτό να τονισθεί πως η αναγκαία συνθήκη με βάση την οποία η προσομοιωμένη καμπύλη θα πρέπει να βρίσκεται σε κάθε σημείο κάτω από την παρατημένη δεν

επετεύχθη σε απόλυτο βαθμό καθ' όλες τις βελτιστοποιήσεις. Παρότι τα αποτελέσματα του αλγορίθμου είναι πολύ ικανοποιητική στις περισσότερες περιπτώσεις, σε ορισμένες τυχάνει η προσομοιωμένη καμπύλη σε κάποια σημεία να υπερβαίνει σε τιμή την αντίστοιχη παρατηρήμενη. Οι περιπτώσεις αυτές, ωστόσο, είναι λίγες και οι υπερβάσεις ιδιαίτερα μικρές ώστε να θεωρηθούν σημαντικές. Το συγκεκριμένο ζήτημα αποδίδεται στη μορφή που έχουν οι καμπύλες αθροιστικής βροχόπτωσης και όχι σε κάποια αδυναμία του αλγορίθμου βελτισποίησης.



Σχήμα 4.3: Κατανομή βροχόπτωσης Αττικής του έτους 2013, με επισήμανση των σημείων εκ των οποίων η εκθετική κατανομή καθορίστηκε να διέρχεται.

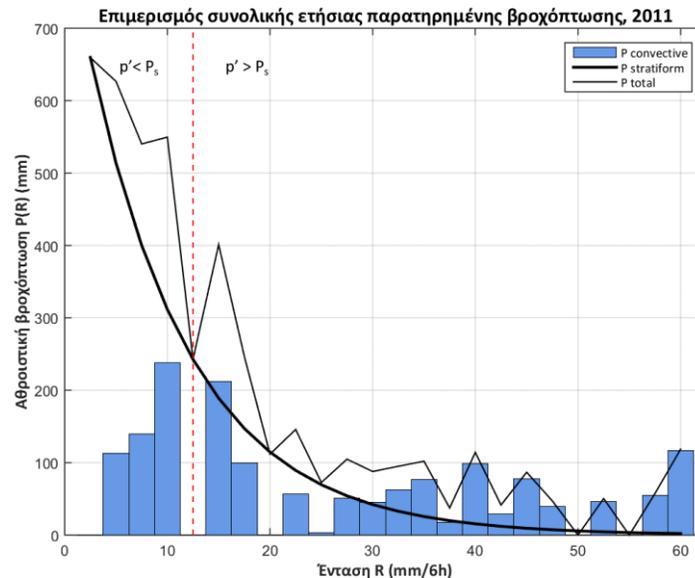
Τέλος, η αθροιστική βροχόπτωση, σε κάθε βήμα, διαχωρίστηκε σε καθεσώς stratiform και convective. Η βροχόπτωση τύπου stratiform προκύπτει από τις τιμές της εκθετική κατανομή που προσαρμόστηκε, ενώ η βροχόπτωση τύπου convective προκύπτει από την αθροιστική βροχόπτωση, αφαιρώντας τη βροχόπτωση τύπου stratiform.

4.2.2: Δεύτερος αλγόριθμος: προσδιορισμός κρίσιμης έντασης R_c

Για τον υπολογισμό της κρίσιμης έντασης R_c για κάθε έτος της υπό μελέτη εξαετίας (2009-2014) επιλέχθηκε η μεθοδολογία που προτείνεται από τον Tremblay (2005). Συγκεκριμένα, ως R_c ορίζεται η ένταση εκείνη πάνω από την οποία επικρατεί το καθεσώς convective έναντι του stratiform. Με άλλα λόγια, η συνολική βροχόπτωση τύπου convective (όπως υπολογίστηκε με τη χρήση του πρώτου αλγορίθμου), δεξιά του ορίου αυτού είναι μεγαλύτερη του 50% της συνολικής βροχόπτωσης. Έτσι, αριστερά του R_c ισχύει πως $P_s > P_c$, ενώ δεξιά $P_s < P_c$.

Θα πρέπει να διευκρινιστεί βέβαια, πως το όριο αυτό δε διαχωρίζει τη βροχόπτωση απολύτως σε convective και stratiform καθεσώς. Αποτελεί απλώς «δείκτη», πάνω από την τιμή του οποίου είναι στατιστικά πιθανότερη η εκδήλωση επεισοδίου τύπου convective απ' ότι stratiform και

κάτω από την τιμή αυτού το αντίστροφο. Αυτό φαίνεται χαρακτηριστικά και από το Σχήμα 4.5, όπου στην περιοχή αριστερά του R_c , για παράδειγμα, παρατηρείται η ύπαρξη εντάσεων που αντιστοιχούν σε καθεστώς convective.



Σχήμα 4.5: Κρίσιμη ένταση βροχόπτωσης, R_c , στην Αττική για το έτος 2011.

Στον Πίνακα 4.2 παρουσιάζονται τα συγκεντρωτικά αποτελέσματα όπως προέκυψαν για το σύνολο της εξαετίας με βάση τα δεδομένα των βροχομετρικών σταθμών.

Πίνακας 4.2: Ετήσιες τιμές R_c και ποσοστά convective και stratiform βροχόπτωσης για την περίοδο 2009-2014 στην Αττική. Επίσης παρατίθενται και οι μέσες τιμές των μεγεθών.

Έτος	R_c (mm/6h)	P_s (%)	P_c (%)
2009	18	72.073	27.927
2010	9	62.574	37.426
2011	12.5	65.225	34.775
2012	20	72.399	27.601
2013	17.5	72.607	27.393
2014	18	70.714	29.286
Μέσες τιμές	15.833	69.265	30.735

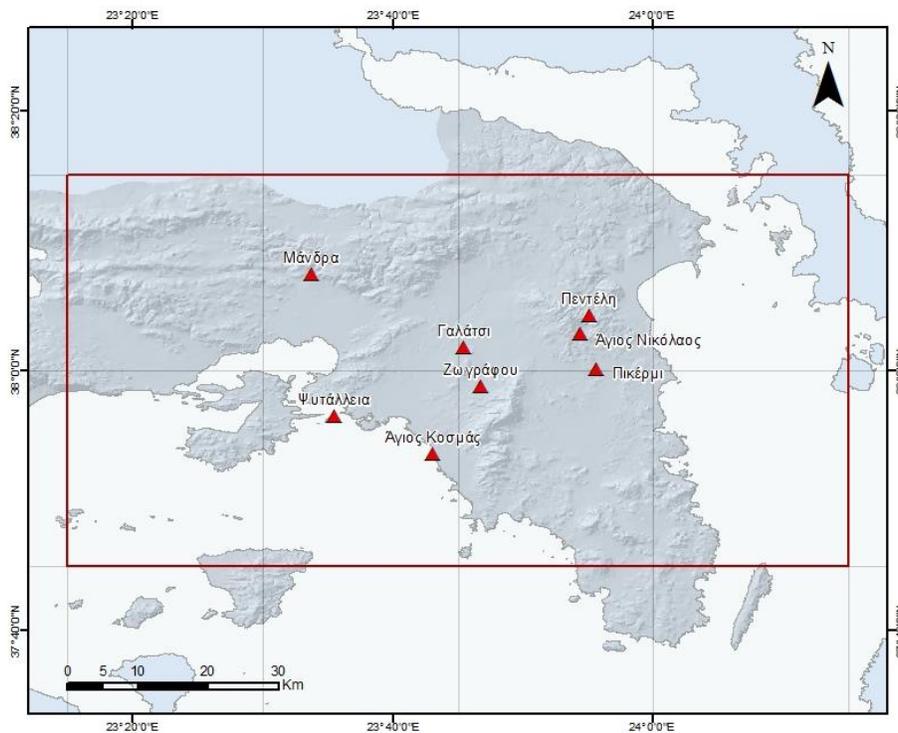
Από τον πίνακα αυτό φαίνεται πως η μέση τιμή του R_c υπολογίζεται σε ~ 15.8 mm/6h για την περίοδο της εξαετίας. Μάλιστα, φαίνεται χαρακτηριστικά πως οι επιμέρους τιμές των ετών δεν παρεκκλίνουν πολύ από την τιμή αυτή. Μοναδική εξαίρεση αποτελεί το έτος 2010, κατά το οποίο η κρίσιμη ένταση υπολογίστηκε στα 9 mm/6h, αρκετά χαμηλότερη δηλαδή από το 15.8 mm/6h. Μάλιστα, στο συγκεκριμένο έτος παρουσιάζεται αυξημένο ποσοστό convective επεισοδίων

(37.43 % ως προς το σύνολο). Στο γεγονός αυτό ακριβώς οφείλεται και η χαμηλή τιμή του R_c , μιας και ουσιαστικά, με βάση πάντα τη συγκεκριμένη μεθοδολογία, υπολογίστηκε πως πάνω από τα 9 mm/6h, αναμένεται η εκδήλωση βροχόπτωσης τύπου convective με πιθανότητα μεγαλύτερη του 0.5.

4.3 Εφαρμογή μεθοδολογίας ταξινόμησης με χρήση των δεδομένων του προϊόντος TRMM 3B42 V7

Τα δεδομένα του προϊόντος 3B42 V7 προσφέρονται για την εφαρμογή της παραπάνω μεθοδολογίας διαχωρισμού της βροχόπτωσης σε convective και stratiform. Αυτό, λόγω της λεπτής χρονικής κλίμακας στην οποία διατίθενται (3 hr). Έτσι, μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη της βροχής σε επίπεδο επεισοδίου. Αν και τα σφάλματα είναι ιδιαίτερα υψηλά στην ποσοτική εκτίμηση της βροχής (όπως φάνηκε στην προηγούμενη ενότητα), ωστόσο η συγκεκριμένη εφαρμογή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, λόγω του ότι αυτό που ουσιαστικά απαιτείται είναι η καλή απόδοση της κατανομής της αθροιστικής βροχόπτωσης στο έτος.

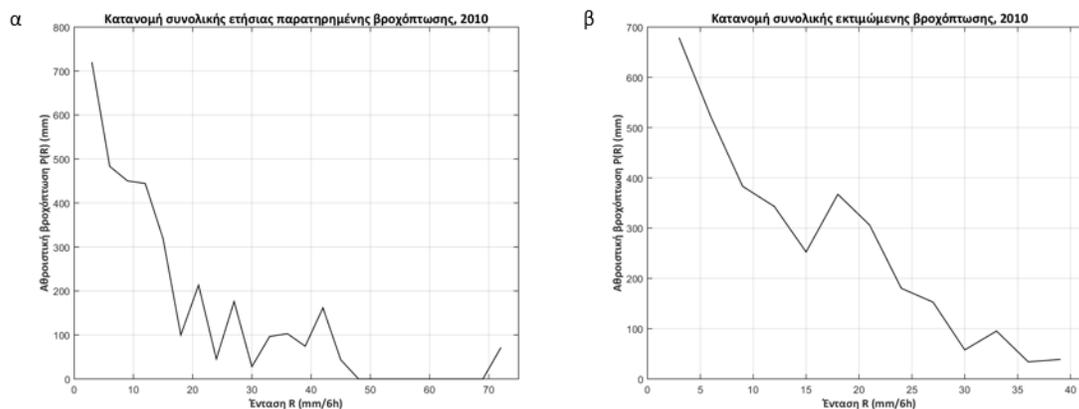
Για τους σκοπούς της εργασίας, τα grids τα οποία χρησιμοποιούνται φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.



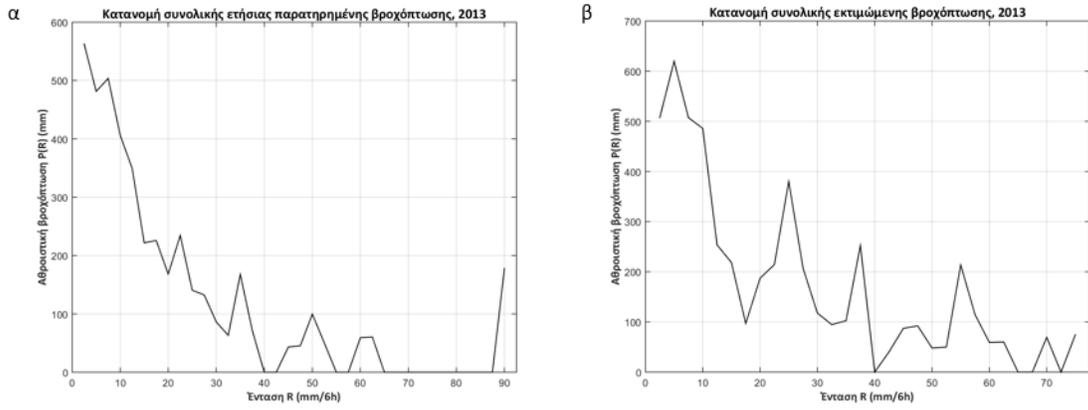
Σχήμα 4.6: Μετεωρολογικοί σταθμοί δικτύου ΗΟΑ και κελιά TRMM που χρησιμοποιήθηκαν.

Αν και η περιοχή που καλύπτεται από τα grids αυτά δεν ταυτίζεται με την περιοχή που βρίσκονται οι εγκατεστημένοι σταθμοί, τα συγκεκριμένα επιλέχθηκαν ώστε ο αριθμός τους να είναι ο ίδιος με αυτόν των σταθμών (οχτώ δηλαδή στο σύνολο). Ουσιαστικά, θεωρήθηκε πως κάθε grid αντιστοιχεί σε έναν σταθμό, ο οποίος βρίσκεται στο κεντρικό σημείο του κάθε ορθογωνίου. Λόγω της συνάθροισης στα δεδομένα που πραγματοποιείται, για να έχουμε συγκρίσιμα αποτελέσματα θα έπρεπε να διαθέτουμε οχτώ σημεία στα οποία να υπάρχει μέτρηση. Έτσι, επιλέχθηκαν τα οχτώ αυτά κελία. Συν τοις άλλοις, η επιλογή αυτή θεωρείται πως μειώνει και την αβεβαιότητα, μιας και εξετάζεται η ευρύτερη περιοχή. Εξετάζοντας και τα γειτονικά grids, μειώνεται η αβεβαιότητα ως προς το χωρικό σφάλμα των μετρήσεων του δορυφόρου. Αλλά ακόμα και να μη συνέβαινε αυτό, σε αποστάσεις της τάξης των 0.25° δεν αναμένεται πρακτικά καμία διαφοροποίηση ως προς το καθεστώς και τα χαρακτηριστικά της βροχοπτώσης. Έτσι, οι οχτώ αυτές χρονοσειρές του 3B42 V7 αντιμετωπίστηκαν ακριβώς όμοια με τις χρονοσειρές των βροχογράφων και ακολουθήθηκε η ίδια μεθοδολογία.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός πως στην πλειονότητα των περιπτώσεων, η εκθετική κατανομή μπορεί να προσαρμοστεί σε ικανοποιητικό βαθμό στις κατανομές της βροχόπτωσης. Πάντως, οι μορφές των καμπυλών που προέκυψαν διαφέρουν σημαντικά σε κάθε έτος. Χαρακτηριστικά αυτό φαίνεται από τα δύο παραδείγματα που παρουσιάζονται στα Σχήματα 4.7 και 4.8. Οι παρακάτω καμπύλες, , υπολογίστηκαν για το ίδιο εύρος κλάσης (class interval), ώστε να μπορούν να είναι ευθέως συγκρίσιμες μεταξύ τους.

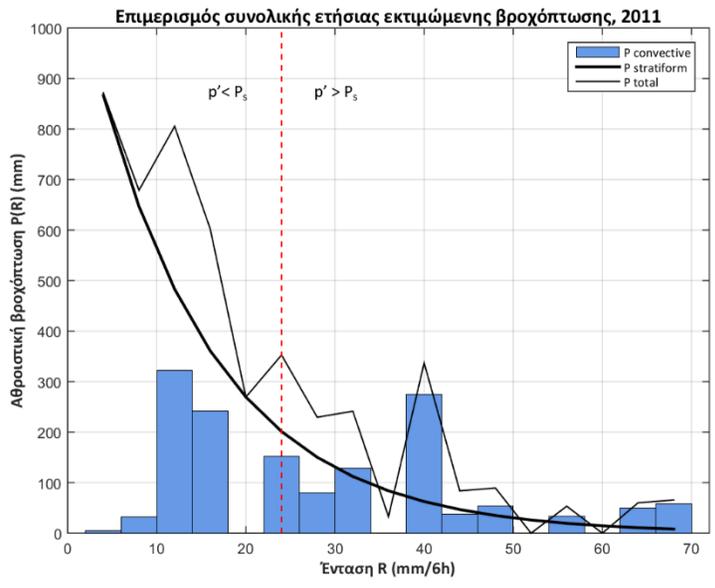


Σχήμα 4.7: Κατανομές παρατηρημένης (α) και εκτιμώμενης (β) κατανομής βροχόπτωσης στην Αττική, 2010.



Σχήμα 4.8: Κατανομές παρατηρημένης (α) και εκτιμώμενης (β) κατανομής βροχόπτωσης στην Αττική, 2013.

Στα δύο παραδείγματα αυτά, γίνεται αντιληπτή η σημαντική διαφοροποίηση ως προς τη μορφή των καμπυλών που υπάρχει. Γίνεται φανερό ακόμα, πως δε θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί το ίδιο εύρος κλάσεων με αυτό που χρησιμοποιήθηκε στα παρατηρημένα δεδομένα. Έτσι, τα class intervals επιλέχθηκαν εκ νέου, ώστε να πληρούνται τα κριτήρια της παραγράφου 5.2.1. Από εκεί και πέρα, ακολουθήθηκε η ίδια ακριβώς μεθοδολογία, όπως έχει αναπτυχθεί παραπάνω. Στο Σχήμα 4.9, παρουσιάζεται ενδεικτικά ο επιμερισμός της βροχόπτωσης, με χρήση του δορυφορικού προϊόντος για το έτος 2011.



Σχήμα 4.9: Κρίσιμη ένταση βροχόπτωσης, R_c , στην Αττική για το έτος 2011 με βάση τα αποτελέσματα του 3B42 V7.

Τα συνολικά αποτελέσματα που υπολογίστηκαν παρουσιάζονται στο παρακάτω πίνακα.

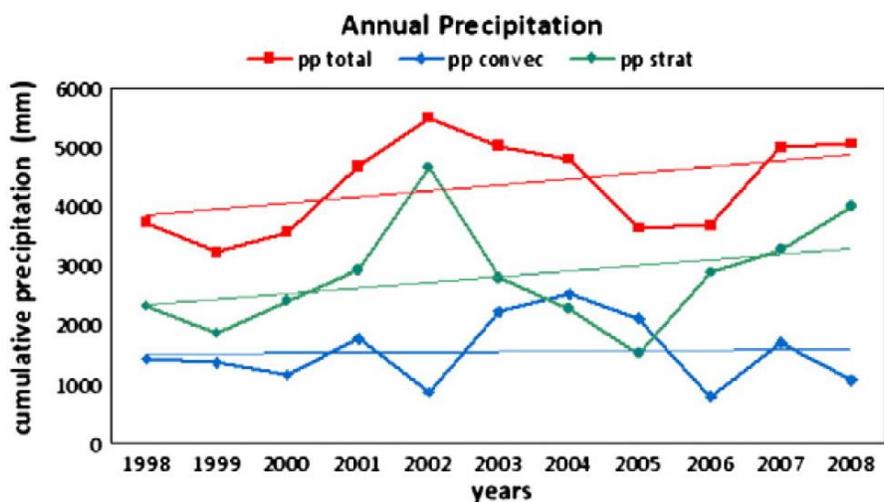
Πίνακας 4.3: Ετήσιες τιμές R_c και ποσοστά convective και stratiform βροχόπτωσης για την περίοδο 2009-2014 στην Αττική. Επίσης παρατίθενται και οι μέσες τιμές των μεγεθών.

Έτος	R_c (mm/6h)	P_s (%)	P_c (%)
2009	2	48.391	51.609
2010	17.5	70.538	29.462
2011	24	69.248	30.752
2012	17.5	64.337	35.663
2013	16	64.206	35.794
2014	14	66.053	33.947
Μέσες τιμές	15.167	63.796	36.204

4.4 Σύγκριση αποτελεσμάτων

Στην παρούσα ενότητα παρουσιάζονται συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα που προέκυψαν τόσο με βάση τη χρήση επίγειων παρατημένων δεδομένων, όσο και με τη χρήση του προϊόντος TMPA 3B42 V7 για την περιοχή της Αττικής.

Αρχικά, μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα πως τα αποτελέσματα, ως προς τη διάκριση της βροχόπτωσης σε convective και stratiform καθεστώς με βάση τα επίγεια δεδομένα (τα οποία και συνιστούν και την «αλήθεια») είναι παραπλήσια με εκείνα που υπολογίστηκαν από τους Ruiz-Leo et al. (2011) για την περιοχή της Λεβάντε στην Ισπανία. Η Αττική βρίσκεται σε αντίστοιχο γεωγραφικό πλάτος (~ 38° N) με τη Λεβάντε (~ 40° N), ενώ είναι και οι δύο Μεσογειακές περιοχές. Έτσι, είναι αναμενόμενο να παρατηρούνται παρεμφερή χαρακτηριστικά ως προς το πεδίο της βροχόπτωσης, αλλά σε καμία περίπτωση ταυτόσημα. Η εργασία των Ruiz-Leo et al. κατά κύριο λόγο καταπιάνεται με τη μελέτη των χαρακτηριστικών της βροχόπτωσης σε εποχιακό, κυρίως, επίπεδο. Για το λόγο αυτό και οι διάφοροι πίνακες με τις τιμές που παρατίθενται αφορούν τις τιμές των διαφόρων μεγεθών ανά εποχή, χωρίς να περιλαμβάνονται τα αποτελέσματα αναφορικά με την ετήσια βροχόπτωση. Το μόνο σχήμα που παρουσιάζεται και το οποίο θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για σύγκριση με τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας, είναι το παρακάτω:



Σχήμα 4.10: Εξέλιξη ετήσιας βροχόπτωσης και τάσεις συνολικής, convective και stratiform βροχόπτωσης στη Λεβάντε της Ισπανίας [Πηγή: Ruiz-Leo et al., 2011].

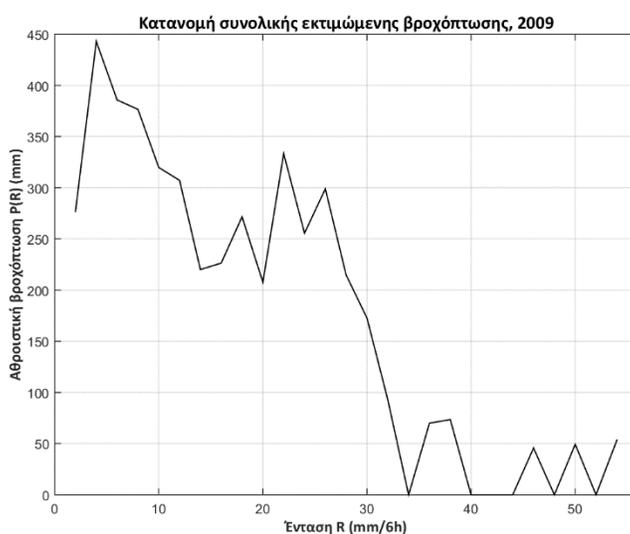
Από το σχήμα αυτό, μπορούμε να αντιληφθούμε πως το ποσοστό της βροχόπτωσης τύπου convective κυμαίνεται στο ~ 16% - 52% της ολικής ετήσιας βροχόπτωσης, με μέση τιμή ~ 35%. Στη περίπτωση της Αττικής, το εύρος είναι 27.3% - 37.4% και η μέση τιμή στο 30.74%, πολύ κοντά δηλαδή με τα αποτελέσματα στη Λεβάντε. Ωστόσο, στην περίπτωσή μας, παρατηρείται σημαντικά μικρότερη διακύμανση των αποτελεσμάτων. Ειδικότερα, δεν υπάρχει έτος στο οποίο η τιμή του ποσοστού του P_c να υπερβαίνει το 50% της συνολικής αθροιστικής βροχόπτωσης, όπως παρατηρείται στη μελέτη των Ruiz-Leo et al. (2011) για τα έτη 2004 και 2005. Πάντως, τα αποτελέσματα αυτά μόνο ενδεικτικά μπορεί να είναι και σε καμία περίπτωση δεν μπορεί να γίνει ευθεία σύγκριση των αποτελεσμάτων. Πρώτον, επειδή μιλάμε για διαφορετικές χρονικές περιόδους και δεύτερον (το οποίο είναι ευνόητο) για διαφορετικές περιοχές.

Πίνακας 4.4: Συγκεντρωτικά αποτελέσματα επιμερισμού ετήσιας βροχόπτωσης με χρήση επίγειων βροχομετρικών (Βροχ.) και δορυφορικών (Δορ.) δεδομένων.

Έτος	R_c (mm/6h)		P_c (%)		P_s (%)	
	Βροχ.	Δορ.	Βροχ.	Δορ.	Βροχ.	Δορ.
2009	18	2	27.927	51.609	72.073	48.391
2010	9	17.5	37.426	29.462	62.574	70.538
2011	12.5	24	34.775	30.752	65.225	69.248
2012	20	17.5	27.601	35.663	72.399	64.337
2013	17.5	16	27.393	35.794	72.607	64.206
2014	18	14	29.286	33.947	70.714	66.053
Μέσες τιμές	15.833	15.167	30.735	36.204	69.265	63.796

Όσον αφορά τη σύγκριση με τα δορυφορικά δεδομένα και ξεκινώντας με την τιμή της κρίσιμης έντασης R_c , φαίνεται πως παρατηρείται σημαντική διαφοροποίηση όσον αφορά τα δύο προϊόντα, στην πλειονότητα των περιπτώσεων. Οι αποκλίσεις, ως προς τις τιμές που

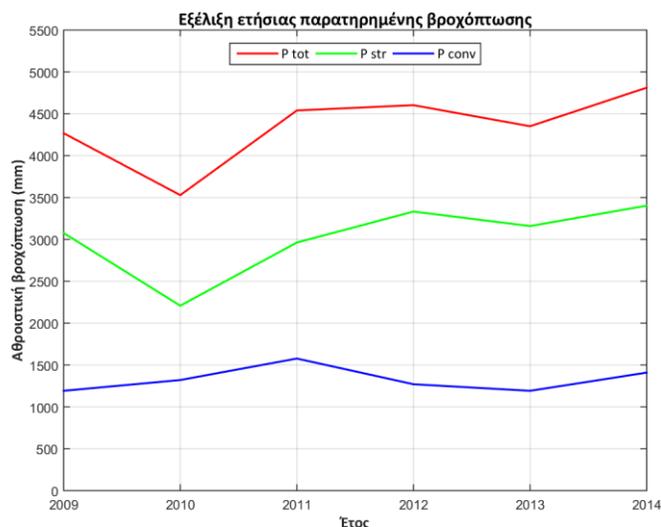
προκύπτουν, κυμαίνονται στο εύρος των 1.5 mm/6 h-16 mm/6 h (κατ' απόλυτη τιμή) με τη μέση τιμή των απόλυτων αποκλίσεων να υπολογίζεται ως 7.33 mm/6 h. Οι μέσες τιμές μπορεί να βρίσκονται πολύ κοντά (15.8 mm/6 h και 15.2 mm/6 h με βάση τα επίγεια και δορυφορικά δεδομένα αντίστοιχα) ωστόσο το γεγονός αυτό είναι παραπλανητικό και σε καμία περίπτωση δεν αποτελεί ένδειξη καλής προσαρμογής. Όπως φαίνεται από τον Πίνακα 1 ακόμα, το έτος 2009 η τιμή του R_c υπολογίζεται σε 18 mm/6 h με τη χρήση δεδομένων βροχογράφων και σε 2 mm/6 h με τη χρήση του προϊόντος TRMM 3B42 V7. Η απόκλιση αυτή είναι και η μεγαλύτερη που παρατηρείται. Ο λόγος για τον οποίο και προέκυψε, έχει να κάνει με τη μορφή της κατανομής της αθροιστικής βροχόπτωσης. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, δεν επετεύχθει καθόλου ικανοποιητική προσαρμογή της εκθετικής κατανομής. Για το λόγο αυτό, και προέκυψε η πολύ χαμηλή αυτή τιμή, αλλά και σημαντική διαφορά στο ποσοστό του convective συστατικού, όπως φαίνεται από τον ίδιο πίνακα (51.6% έναντι 27.9% με βάση τις μετρήσεις). Στο πλαίσιο της διερεύνησης, ωστόσο, που πραγματοποιείται στην παρούσα εργασία, η συγκεκριμένη παρατήρηση έχει ιδιαίτερη αξία.



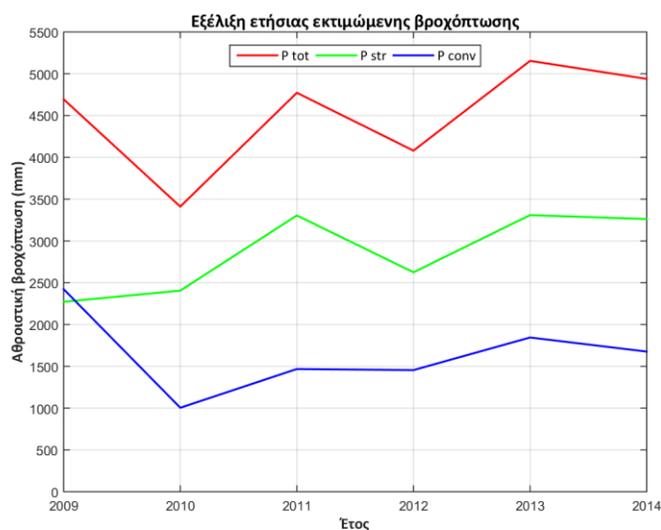
Σχήμα 4.11: Κατανομή αθροιστικής βροχόπτωσης 3B42 V7 για το έτος 2009. Φαίνεται πως η αθροιστική κατανομή δεν ακολουθεί ικανοποιητικά, όπως θα έπρεπε, την εκθετική.

Στα ποσοστά της convective και stratiform βροχόπτωσης, αξιοσημείωτο είναι πως το ποσοστό convective, φαίνεται να είναι σχετικά σταθερό ανά έτος, γεγονός το οποίο πιστοποιείται τόσο με βάση τα επίγεια όσο και τα δορυφορικά δεδομένα. Όπως φαίνεται από τα σχήματα 4.12 και 4.13, ενώ η συνολική αθροιστική βροχόπτωση παρουσιάζει αυξομειώσεις με το χρόνο, φαίνεται πως κυρίως το stratiform κομμάτι είναι αυτό που προσαρμόζεται. Αντίθετα, οι αυξομειώσεις του convective είναι πολύ χαμηλές και η τιμή του, σαν ποσοστό, κυμαίνεται γύρω στο 30% και στο 36% με βάση την παρατηρημένη και εκτιμώμενη βροχόπτωση αντίστοιχα. Πάντως, και η υπερεκτίμηση του ~ 6% που παρατηρείται, θα πρέπει να αντιμετωπισθεί κριτικά μιας και

σημαντικό ρόλο φαίνεται να παίζει η κακή εκτίμηση στο επεισόδιο του 2009. Το 51.6% ποσοστό βροχόπτωσης, που υπολογίζεται, είναι προφανώς μη ρεαλιστικό και αυξάνει σημαντικά τη μέση τιμή.



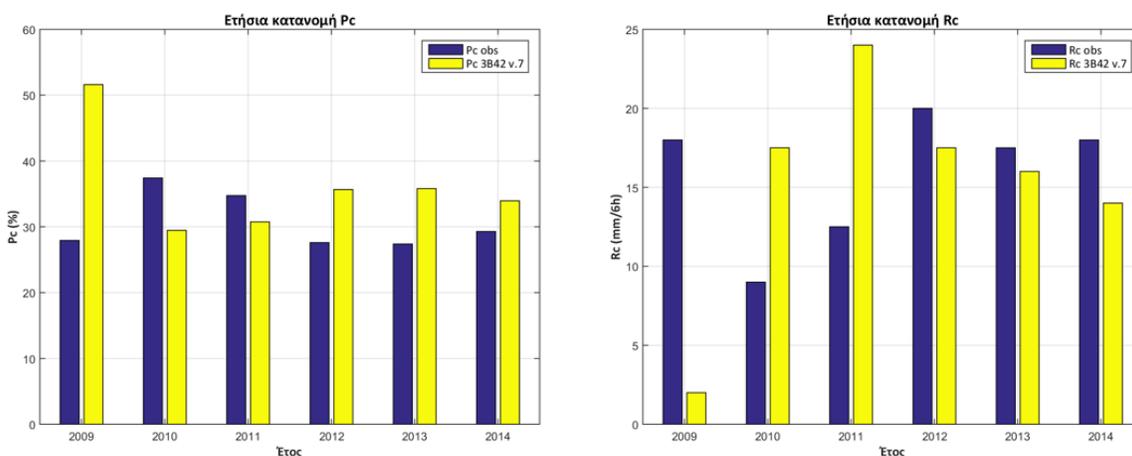
Σχήμα 4.12: Διαχωρισμός ετήσιας αθροιστικής βροχόπτωσης με βάση τα επίγεια παρατηρούμενα δεδομένα.



Σχήμα 4.13: Διαχωρισμός ετήσιας αθροιστικής βροχόπτωσης με βάση τα δορυφορικά δεδομένα.

Όπως διακρίνεται, ακόμα, στο παραπάνω σχήμα, η διαφορά στο ετήσιο ποσοστό κατακρήμνισης τύπου convective είναι κατά κανόνα μικρότερη του 10%. Συγκεκριμένα, όπως αναφέρεται και παραπάνω το ποσοστό P_c είναι της τάξης του 30%, με εξαίρεση ένα έτος (2009) που η απόκλιση

ξεπερνά το 20%. Παράλληλα, δεν παρατηρείται κάποια συστηματική υπερεκτίμηση ή υποεκτίμηση από το προϊόν 3B42 V7, με αποτέλεσμα να μην μπορεί να εξαχθεί κάποιο σαφές συμπέρασμα, όσον αφορά το χαρακτηριστικό αυτό. Πάντως, με εξαίρεση το έτος 2009, όλα τα υπόλοιπα αποτελέσματα είναι ιδιαίτερα ενθαρρυντικά. Η παρέκκλιση, ωστόσο, αυτή απαιτεί την πραγματοποίηση παραπάνω έρευνας στο συγκεκριμένο αντικείμενο. Πιθανότατα, κάποια αντίστοιχη μελέτη σε μεγαλύτερη χρονική περίοδο.



Σχήμα 4.14: Ποσοστά P_c (αριστερά) και εντάσεις R_c (δεξιά), με βάση τα επίγεια και τα δορυφορικά δεδομένα στην Αττική.

Κεφάλαιο 5. Συμπεράσματα και μελλοντική έρευνα

Στην παρούσα εργασία αξιολογήθηκε η ποιότητα του δορυφορικού προϊόντος TRMM 3B42 V7 για την εκτίμηση παρατηρούμενης βροχόπτωσης. Τα δεδομένα του προϊόντος αυτού είναι επιφάνειες μέσης βροχόπτωσης $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ που έχουν προκύψει από την επεξεργασία δεδομένων μικροκυματικών και υπέρυθρων μετρήσεων του δορυφόρου TRMM, σε συνδυασμό με μετρήσεις άλλων γεοστάσιμων δορυφόρων, και έχουν διορθωθεί βάσει μηνιαίων επίγειων μετρήσεων. Το 3B42 V7 δίνει εκτιμήσεις έντασης βροχόπτωσης ανά τρεις ώρες, οι οποίες είναι διαθέσιμες από την 1 Ιανουαρίου 1998 έως και σήμερα. Η χρονική περίοδος η οποία εξετάστηκε στην παρούσα εργασία περιλαμβάνει το σύνολο των ετών 2009-2014, στην οποία υπήρχε διαθεσιμότητα επίγειων βροχομετρικών δεδομένων. Η αξιολόγηση πραγματοποιήθηκε σε πέντε διαφορετικές χρονικές κλίμακες και συγκεκριμένα σε αυτές των 3, 6, 12, 24 και 48 ωρών και τα αναγκαία επίγεια δεδομένα ελήφθησαν από τρεις διαφορετικές πηγές: την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (ΕΜΥ), το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (ΕΑΑ) καθώς και το Υδρολογικό Παρατηρητήριο Αθηνών (ΥΠΑ) που ανήκει στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο (ΕΜΠ).

Πέραν της ποσοτικής αξιολόγησης των δεδομένων του 3B42 V7, διερευνήθηκε και η δυνατότητα αξιοποίησης του προϊόντος για το διαχωρισμό της συνολικής επιφανειακής κατακρήμνισης σε οριζόντιας (stratiform) και κατακόρυφης (convective) ανάπτυξης. Για το λόγο αυτό, εφαρμόστηκε ένας αλγόριθμος διαχωρισμού της ολικής βροχόπτωσης. Η εφαρμογή πραγματοποιήθηκε τόσο με τη χρήση επίγειων παρατηρούμενων βροχομετρικών δεδομένων, όσο και των δορυφορικών. Και στις δύο περιπτώσεις, υπολογίστηκε η κρίσιμη ένταση βροχόπτωσης, R_c (mm/6h) καθώς και το ποσοστό, επί τοις εκατό, των convective και stratiform συστατικών της βροχής για κάθε έτος. Τα αποτελέσματα, εν τέλει, συγκρίθηκαν μεταξύ τους.

Αναφορικά με το πρώτο κομμάτι και την ποσοτική αξιολόγηση των δεδομένων του TRMM 3B42 V7, έγινε φανερό καταρχάς πως όσο ανεβαίνουμε χρονική κλίμακα, υπάρχει σημαντική βελτίωση των αποτελεσμάτων. Αυτό παρατηρείται για το σύνολο των υπό εξέταση κριτηρίων. Συγκεκριμένα, η μέση τιμή των σταθμών του συντελεστή αποδοτικότητας (Eff) βελτιώνεται κατά 300% από τις 3 h στις 48 h, του συντελεστή ετεροσυσχέτισης (R) κατά 100%, η τιμή του ποσοστιαίου συστηματικού σφάλματος (Bias) κατά 95%, το ποσοστιαίο μέσο απόλυτο σφάλμα κατά (MAE) κατά 30%, η ρίζα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMSE) κατά 140% και η μέση τιμή της πιθανότητας ανίχνευσης (POD) κατά 128.5%.

Παρά τις παρατηρούμενες αυτές σημαντικές βελτιώσεις των κριτηρίων αποδοτικότητας, οι τιμές τους είναι ιδιαίτερα χαμηλές σε όλες τις χρονικές κλίμακες. Στην κλίμακα των τριών ωρών, χαρακτηριστικά, ο συντελεστή αποδοτικότητας είναι αρνητικός στη μεγάλη πλειονότητα των σταθμών. Το γεγονός αυτό μαρτυρά τη μεγάλη αναξιοπιστία των δεδομένων, μιας και ουσιαστικά η μέση τιμή της χρονοσειράς αποτελεί καλύτερη εκτιμήτρια για τη μεγάλη

πλειονότητα των σταθμών. Ακόμα, οι συσχετίσεις των δορυφορικών με τα παρατηρούμενα δεδομένα παρουσιάζονται ιδιαίτερα χαμηλές, με τις μέση τιμή στις 48 ώρες (όπου υπάρχουν και οι καλύτερες συσχετίσεις) να φτάνουν το ~ 0.6 .

Οι τιμές του συστηματικού σφάλματος, από την άλλη, βρίσκονται σε χαμηλά, συγκριτικά με τους υπόλοιπους δείκτες σφαλμάτων, επίπεδα. Στην κλίμακα των 3 h, η μέση τιμή του παρατηρούμενου σφάλματος είναι της τάξης του -26.3% της μέσης τιμής της χρονοσειράς, στις 6 h στο -10.7%, στις 12 h στο -5.4% και στις 48 h στο -1.3%, τιμή ιδιαίτερα χαμηλή. Από το αρνητικό πρόσημο των ποσοστών, φαίνεται πως υπάρχει συστηματική υποεκτίμηση της βροχόπτωσης στον Ελλαδικό χώρο. Σε αρκετούς σταθμούς, η υποεκτίμηση μεταπίπτει ακόμα και σε υπερεκτίμηση, όσο αυξάνεται η χρονική κλίμακα. Παρόλα αυτά, η μέση τάση προκύπτει πάντοτε αρνητική.

Οι σχετικά χαμηλές τιμές του συστηματικού σφάλματος, ωστόσο, δεν παρατηρούνται στους δείκτες του μέσου απόλυτου σφάλματος (MAE) και της ρίζας του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMSE). Οι κατά πολύ υψηλότερες τιμές των δεικτών αυτών (118.3% και 237.64% της μέσης τιμής των χρονοσειρών κατά μέσο όρο οι δείκτες MAE και RMSE αντίστοιχα για την κλίμακα των 3 h) μαρτυρούν πως η κυριότερη πηγή σφαλμάτων των εκτιμήσεων είναι τα τυχαία σφάλματα.

Πέρα από τις τιμές των ανωτέρω κριτηρίων, οι χαμηλές τιμές της πιθανότητας ανίχνευσης (POD) στις κλίμακες των 3 και 6 h είναι ενδεικτικές της αδυναμίας του προϊόντος να «απαντήσει σωστά» ακόμα και στην ερώτηση για το αν απλά έβρεξε ή όχι (χωρίς να λαμβάνονται υπόψη ποσοτικά κριτήρια). Έτσι, σε λιγότερα από το 50% των συγκεκριμένων διαστημάτων (3 και 6 h) στα οποία υπήρχε καταγεγραμμένη βροχόπτωση, η εκτίμηση ήταν μεγαλύτερη του μηδενός. Στην κλίμακα των 12 h, η επιτυχία ξεπερνάει το 50% και φτάνει ως το $\sim 80\%$ στην κλίμακα των 48 h.

Αναφορικά με τη χωρική κατανομή των παραπάνω κριτηρίων, έγινε εμφανής αρχικά η μεταβλητότητα των τιμών στο χώρο, απόρροια της έντονης μεταβλητότητας των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών της χώρας και της συνεπαγόμενης μεταβλητότητας στο καθεστώς της κατακρήμνισης. Τα συγκριτικά καλύτερα αποτελέσματα στην πλειονότητα των κριτηρίων παρατηρήθηκαν κυρίως στη ΒΔ Ελλάδα (περιοχές Κοζάνης, Γρεβενών, Καστοριάς, Φλώρινας, Τρικάλων καθώς και του βορειότερου μέρους των Ιωαννίνων και της Λάρισας), στην περιοχή της Αττικής, στο ανατολικό μέρος της Θράκης καθώς και σε νησιά του Ανατολικού και Βορείου Αιγαίου. Αντίθετα, συστηματικά χαμηλές προσεγγίσεις υπήρξαν στην περιοχή της Κρήτης (και κυρίως των Χανίων), της Κεντρικής Ελλάδας (λόγω κυρίως των ανωμαλιών του σταθμού της Αμφίκλειας) καθώς και της Κεντρικής Μακεδονίας και δυτικής Θράκης (Θεσσαλονίκη, Σέρρες, Καβάλα, Δράμα). Τα αποτελέσματα αυτά, ωστόσο, δεν αναφέροντα κατ' ανάγκη σε όλα τα κριτήρια, αλλά στην πλειονότητα αυτών. Έτσι, στην περίπτωση για παράδειγμα της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης, οι τιμές του δείκτη R είναι από τις χαμηλότερες στην

Ελλάδα. Ωστόσο, στην περιοχή αυτή παρουσιάζεται μια καλή, συγκριτικά, απόκριση ως προς τις τιμές του μέσου απόλυτου σφάλματος στις διάφορες κλίμακες. Για το λόγο αυτό, θα ήταν παράτολμο να αναφερθούν με βεβαιότητα συγκεκριμένες τάσεις ανά την επικράτεια, πράγμα το οποίο και δε γίνεται.

Στο κομμάτι του επιμερισμού της συνολικής κατακρήμνισης σε καθεστώς convective και stratiform χρησιμοποιώντας τις μετρήσεις των σταθμών, φαίνεται αρχικά πως το ποσοστό της τύπου convective ετήσιας κατακρήμνισης, παρουσιάζεται σχετικά σταθερό (~ 30% επί της συνολικής) καθ' όλα τα έτη. Ενώ υπάρχει εμφανής διαφοροποίηση στη συνολική κατακρήμνιση, οι μεταβολές αυτές κυρίως ακολουθούνται από τις μεταβολές της βροχόπτωσης τύπου stratiform. Οι τιμές της κρίσιμης έντασης, από την άλλη, παρουσιάζουν διακύμανση (από 9 mm/6 h έως και 20 mm/6 h) σε επίπεδο έτους.

Το προϊόν TRMM 3B42 V7 φαίνεται πως δίνει παραπλήσιο ποσοστό της convective κατακρήμνισης με αυτό των επίγειων δεδομένων. Οι κρίσιμες εντάσεις από την άλλη, παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις (της τάξης του 7 mm/6 h). Σημαντικότερη διαφοροποίηση παρατηρείται το 2009, όπου φάνηκε πως ο εκθετικός νόμος δεν μπορεί να περιγράψει ικανοποιητικά τη stratiform κατακρήμνιση και ως εκ τούτου η προσαρμογή που επετεύχθη κρίνεται ως μη ικανοποιητική (με επακόλουθο τον υπολογισμό εξωκείμενων τιμών).

Ως προς τις προτάσεις για μελλοντική έρευνα, αρχικά σημαντική θα ήταν η πραγματοποίηση αντίστοιχης μελέτης αξιολόγησης του προϊόντος "Integrated Multi-satellite Retrievals for Global Precipitation Measurements, IMERG" και η σύγκρισή του με το TRMM 3B42 V7. Το προϊόν αυτό παράγεται από μετρήσεις του δορυφόρου GPM που είναι ουσιαστικά ο «συνεχιστής» του TRMM και ήδη υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα μετρήσεων για χρονικό διάστημα μεγαλύτερο του ενός έτους.

Αναφορικά με τη δυνατότητα χρήσης του δορυφορικού προϊόντος στην ταξινόμηση των καταιγιδόφωρων συστημάτων, προτείνεται αρχικά η πραγματοποίηση αντίστοιχης μελέτης για το σύνολο των ετών που διατίθενται τα δεδομένα του 3B42 V7 (17 έτη), με σκοπό την άμβλυση της αβεβαιότητας.

Επίσης προτείνεται η εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθοδολογίας σε (i) σε εποχιακό επίπεδο, (ii) σε επιμέρους περιοχές, προκειμένου να διερευνηθεί ενδεχόμενη διαφοροποίηση στην επίδοση του προϊόντος και (iii) σε μεγαλύτερη χωρική κλίμακα (πχ. στο σύνολο της χώρας) και η σύγκρισή του με όσο το δυνατόν πυκνότερο και καλά καταναμημένο δίκτυο επίγειων σταθμών.

Βιβλιογραφία

Ελληνική βιβλιογραφία

- Αλεξοπούλου, Α. (2010). Αξιολόγηση Δορυφορικών Βροχομετρικών Δεδομένων. Μεταπτυχιακή Εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, ΔΠΜΣ Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Αθήνα.
- Κοτρώνη, Β. (2009). Τηλεμετρικές μέθοδοι μέτρησης κατακρήμνισης. Σημειώσεις Υδρομετεωρολογίας, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα. (Διαθέσιμο στη διεύθυνση: <https://itia.civil.ntua.gr/courses/hydrometeo/>).
- Κουτσογιάννης, Δ. και Ξανθόπουλος, Θ. (1999). Τεχνική Υδρολογία. 3^η Έκδοση, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.
- Μαμάσης, Ν. (2006). Σημειώσεις Προχωρημένης Υδρολογίας, Κατακρημνίσματα και χωρική μεταβλητότά τους. Εργαστήριο Υδρολογίας και Αξιοποίησης Υδατικών Πόρων, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα. (http://www.itia.ntua.gr/nikos/adv_hydrology/index.htm).
- Μαμάσης, Ν. (2007). Σημειώσεις Προχωρημένης Υδρολογίας, Εισαγωγή στη Γεωστατιστική. Εργαστήριο Υδρολογίας και Αξιοποίησης Υδατικών Πόρων, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα. (http://www.itia.ntua.gr/nikos/adv_hydrology/index.htm).
- Μαμάσης, Ν. (2009). Σημειώσεις Προχωρημένης Υδρολογίας, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα (http://www.itia.ntua.gr/nikos/adv_hydrology/index.htm).
- Μιμίκου, Μ.Α., Μπαλτάς, Ε.Α. (2006). Τεχνική Υδρολογία. 4^η έκδοση, Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Αθήνα.
- Μιμίκου, Μ.Α. (2006). Τεχνολογία Υδατικών Πόρων. 3^η έκδοση, Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Αθήνα.
- Μπαλτάς, Ε. (2013). Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία. 2^η έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Παπαθεοδοσίου, Μ. (2011). Αξιολόγηση Δορυφορικών Προϊόντων Βροχόπτωσης σε Λεπτή Χρονική Κλίμακα. Μεταπτυχιακή εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, ΔΠΜΣ Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Αθήνα.
- Φελώνη, Ε. (2014). Ανάπτυξη μεθοδολογίας ταξινόμησης των καταιγιδόφρων συστημάτων στην Αττική. Μεταπτυχιακή εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, ΔΠΜΣ Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Αθήνα.
- Φελώνη, Ε. (2015). Ανάλυση καταιγίδων στην Αττική με Χρήση Δεδομένων Τηλεπισκόπησης και Επίγειων Καταγραφών. Μεταπτυχιακή Εργασία, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό Ίδρυμα Σερρών, ΔΠΜΣ Πρόληψη και Διαχείριση Φυσικών Καταστροφών, Αθήνα.

Φωτόπουλος, Φ.Σ. (2011). Πρόγνωση Πλημμυρών σε Επίπεδο Λεκάνης Απορροής με Χρήση Δορυφορικών Μετρήσεων Κατακρήμνισης. Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Τομέας Υδατικών Πόρων & Περιβάλλοντος, Εργαστήριο Υδρολογίας & Αξιοποίησης Υδατικών Πόρων, Αθήνα.

Ξενόγλωσση βιβλιογραφία

Battan, L. J. (1973). Radar observation of the atmosphere.

Boushaki, F. I., Hsu, K. L., Sorooshian, S., Park, G. H., Mahani, S., & Shi, W. (2009). Bias adjustment of satellite precipitation estimation using ground-based measurement: A case study evaluation over the southwestern United States. *Journal of Hydrometeorology*, 10(5), 1231-1242.

Chen, S., Hong, Y., Gourley, J. J., Huffman, G. J., Tian, Y., Cao, Q., ... & Li, Z. (2013). Evaluation of the successive V6 and V7 TRMM multisatellite precipitation analysis over the Continental United States. *Water Resources Research*, 49(12), 8174-8186.

Christian, H., Blakeslee, R., Goodman, S., Mach, D., Stewart, M., Buechler, D., & Bocippio, D. J. (1999, June). The lightning imaging sensor. In NASA conference publication (pp. 746-749). NASA.

Churchill, D. D., & Houze Jr, R. A. (1984). Development and structure of winter monsoon cloud clusters on 10 December 1978. *Journal of the atmospheric sciences*, 41(6), 933-960.

Collier, C. G. (1996). Applications of weather radar systems: a guide to uses of radar data in meteorology and hydrology. 406 pp.

DeMoss, J. D., & Bowman, K. P. (2007). Changes in TRMM rainfall due to the orbit boost estimated from buoy rain gauge data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(9), 1598-1607.

Dinku, T., Connor, S., & Ceccato, P. EVALUATION OF SATELLITE RAINFALL ESTIMATES AND GRIDDED RAINGAUGE PRODUCTS OVER THE UPPER NILE REGION. *Hydrology and Ecology of the Nile River Basin under Extreme Conditions*, 214.

Droegemeier, K. K., Smith, J. D., Businger, S., & Doswell III, C. (2000). Hydrological aspects of weather prediction and flood warnings: Report of the Ninth Prospectus Development Team of the US Weather Research Program. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(11), 2665.

Feidas, H. (2010). Validation of satellite rainfall products over Greece. *Theoretical and Applied climatology*, 99(1-2), 193-216.

Georgakakos, K. P. (2003) Probabilistic climate-model diagnostics for hydrologic and water resources impact studies. *J. Hydromet.* 4, 92–105.

- Groisman, P. Y., & Easterling, D. R. (1994). Variability and trends of total precipitation and snowfall over the United States and Canada. *Journal of Climate*, 7(1), 184-205.
- Haddad Z. S., Smith E. A., Kummerow C. D., Iguchi T., Farrar M. R., Burden S. L., Alves M., Olson W. S. (1997). The TRMM "Day-1" Radar/Radiometer Combined Rain-Profiling Algorithm, *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 799-809.
- Han, W. S., Burian, S. J., & Shepherd, J. M. (2011). Assessment of satellite-based rainfall estimates in urban areas in different geographic and climatic regions. *Natural hazards*, 56(3), 733-747.
- Hong, Y. A. N. G., & Adler, R. F. (2007). Towards an early-warning system for global landslides triggered by rainfall and earthquake. *International journal of remote sensing*, 28(16), 3713-3719.
- Hong, Y., Hsu, K. L., Moradkhani, H., & Sorooshian, S. (2006). Uncertainty quantification of satellite precipitation estimation and Monte Carlo assessment of the error propagation into hydrologic response. *Water resources research*, 42(8).
- Houze, R. A. (1993). *Cloud Dynamics*, vol. 53 of the International Geophysics Series.
- Houze Jr, R. A. (1997). Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2179-2196.
- Huff, F. A. (1970). Sampling errors in measurement of mean precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 9(1), 35-44.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., & Nelkin, E. J. (2010). The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA). In *Satellite rainfall applications for surface hydrology* (pp. 3-22). Springer Netherlands.
- Huffman, G. J., & Bolvin, D. T. (2013). TRMM and other data precipitation data set documentation. NASA, Greenbelt, USA, 1-40.
- Huffman, G. J., & Bolvin, D. T. (2009). TRMM and other data precipitation data set documentation (TRMM 3B42 3B43 doc), laboratory for atmospheres. NASA Goddard space flight center and science systems and applications.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, G. Gu, E.J. Nelkin, K.P. Bowman, Y. Hong, E.F. Stocker, D.B. Wolff (2007). The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-global, multi-year, combined- sensor precipitation estimates at fine scale, *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38-55 (PDF available at: ftp://meso.gsfc.nasa.gov/agnes/huffman/papers/TMPA_jhm_07.pdf.gz).
- Huffman, G. J. (2015). The Transition in Multi-Satellite Products from TRMM to GPM (TMPA to IMERG). (PDF available at: http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/TMPA-to-IMERG_transition.pdf).

- Huffman, G.J., R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, U. Schneider (1997). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull. American Meteorological Society*, 78, 5–20.
- Huffman, G. J., & Bolvin, D. T. (2014). TRMM and Other Data Precipitation Data Set Documentation, "Recent" News. (PDF available at: ftp://precip.gsfc.nasa.gov/pub/trmmdocs/3B42_3B43_doc.pdf)
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T. (2015). Real-Time TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis Data Set Documentation, News About the TMPA-RT. (PDF available at: ftp://meso-a.gsfc.nasa.gov/pub/trmmdocs/rt/3B4XRT_doc_V7.pdf).
- Huffman, G.J., R.F. Adler, S. Curtis, D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, 2007: Global rainfall analyses at monthly and 3-hr time scales. Chapter 23 of *Measuring Precipitation from Space: EURAINSAT and the Future*, V. Levizzani, P. Bauer, and F.J. Turk, Eds., Springer Verlag (Kluwer Academic Pub. B.V.), Dordrecht, The Netherlands, 291-306.
- Johnson, R. H., & Hamilton, P. J. (1988). The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Monthly Weather Review*, 116(7), 1444-1473.
- Katsanos, D., Lagouvardos, K., Kotroni, V., & Huffmann, G. J. (2004). Statistical evaluation of MPA-RT high-resolution precipitation estimates from satellite platforms over the central and eastern Mediterranean. *Geophysical research letters*, 31(6).
- Kitanidis, P. K. (1993) Geostatistics. In: *Handbook of Hydrology* (ed. by D. R Maidment). McGraw-Hill, New York, USA.
- Koutsoyiannis, D., Efstratiadis, A., Mamassis, N., & Christofides, A. (2008). On the credibility of climate predictions. *Hydrological Sciences Journal*, 53(4), 671-684.
- Kummerow, C., W. S. Olson, and L. Giglio (1996). A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34, 1213–1232.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson (1998). The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 809–817.
- Kummerow, C, J. Simpson, O. Thiele, W. Barnes, A. T. C. Chang, e. Stocker, r. F. Adler, A. Hou, R. Kakar, F. Wentz, P. Ashcroft, T. Kozu, Y. Hong, K. Okamoto, T. Iguchi, h. Kuroiwa, E. Im, Z. Haddad, G. Huffman, B. Ferrier, W. S. Olson, E. Zipser, E. A. Smith, T. T. Wilheit, G. North, T. Krishnamurti, K. Nakamuran (2000). The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit, *Journal of Applied Meteorology*, 39, 1965-1982.

- Lang, S., Tao, W. K., Simpson, J., & Ferrier, B. (2003). Modeling of convective-stratiform precipitation processes: Sensitivity to partitioning methods. *Journal of Applied Meteorology*, 42(4), 505-527.
- Legates, D. R. (1993). Biases in precipitation gauge measurements. World Climate Research Programme, 'Global Observations, Analyses and Simulation of Precipitation', WMO Td, (544), 31-34.
- Liu, Z. (2015). Comparison of precipitation estimates between Version 7 3-hourly TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) near-real-time and research products. *Atmospheric Research*, 153, 119-133.
- Marshall, J. S., & Palmer, W. M. K. (1948). The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, 5(4), 165-166.
- Martin, F., Carretero, O. (2001). Tropical-like heavy convective rains over the Spanish Mediterranean regions: a radar-based perspective. Paper presented at 30th International Conference on Radar Meteorology, Am. Meteorol. Soc., Munich, Germany, July 18 – 24.
- Meischner, P. (Ed.). (2005). *Weather radar: principles and advanced applications*. Springer Science & Business Media.
- MetOffice (2007). National Meteorological Library and Archive Fact Sheet No. 15 – Weather Radar.
- Moore, R. J., Jones, A. E., Jones, D. A., Black, K. B., & Bell, V. A. (2004, February). Weather radar for flood forecasting: some UK experiences. In Sixth international symposium on hydrological applications of weather radar, Melbourne, Australia (pp. 2-4).
- Morin, E., Maddox, R. A., Goodrich, D. C., & Sorooshian, S. (2005). Radar Z-R Relationship for Summer Monsoon Storms in Arizona. *Weather and forecasting*, 20(4), 672-679.
- NASA, Tropical Rainfall measuring Mission TRMM: Senior Review Proposal (2007). (PDF available at: http://trmm.gsfc.nasa.gov/publications_dir/publications.html).
- Nastos, P. T., Kapsomenakis, J., & Philandras, K. M. (2016). Evaluation of the TRMM 3B43 gridded precipitation estimates over Greece. *Atmospheric Research*, 169, 497-514.
- Nastos, P. T., & Zerefos, C. S. (2007). On extreme daily precipitation totals at Athens, Greece. *Advances in Geosciences*, 10, 59-66.
- Nio, T., Saito, S., Stocker, E., Pawloski, J. H., Murayama, Y., & Ohata, T. (2015). Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) Operation Summary.
- Parkinson, C. L., Ward, A., & King, M. D. (2006). *Earth science reference handbook: a guide to NASA's earth science program and earth observing satellite missions*. National Aeronautics and Space Administration, 277.

- Pedersen, L., Jensen, N.E., & Madsen, H. (2010). Calibration of Local Area Weather Radar – Identifying significant factors affecting the calibration. *Atmospheric Research*, 97(1), 129-143.
- Pessi, A. T., & Businger, S. (2009). Relationships among lightning, precipitation, and hydrometeor characteristics over the North Pacific Ocean*. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(4), 833-848.
- Rogers, R. R., & Yau, M. K. (1989). *A short course in cloud physics*, International series in natural philosophy.
- Ruiz-Leo, A. M., Hernández, E., Queralt, S., & Maqueda, G. (2013). Convective and stratiform precipitation trends in the Spanish Mediterranean coast. *Atmospheric Research*, 119, 46-55.
- Sene, K. (2010). *Hydrometeorology*. Springer.
- Seo, D. J., & Breidenbach, J. P. (2002). Real-time correction of spatially nonuniform bias in radar rainfall data using rain gauge measurements. *Journal of Hydrometeorology*, 3(2), 93-111.
- Simpson, J., Adler, R. F., & North, G. R. (1988). A proposed tropical rainfall measuring mission (TRMM) satellite. *Bulletin of the American meteorological Society*, 69(3), 278-295.
- Sveruk, B. (1986). Correction of precipitation measurements—summary report. In *Correction of Precipitation Measurements* (Vol. 23, pp. 13-23). *Züricher Geographische Schriften*.
- Todini, E. (2001). A Bayesian technique for conditioning radar precipitation estimates to rain-gauge measurements. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 5(2), 187-199.
- Tremblay, A., & Glazer, A. (2000). An improved modeling scheme for freezing precipitation forecasts. *Monthly Weather Review*, 128(5), 1289-1308.
- Tremblay, A. (2005). The stratiform and convective components of surface precipitation. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(5), 1513-1528.
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., & Parsons, D. B. (2003). The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9), 1205-1217.
- Tropical Rainfall Measuring Mission Project (TRMM) (2011), TRMM/TMPA 3B43 TRMM and Other Sources Monthly Rainfall Product V7, version 7, Greenbelt, MD:Goddard Space Flight Center Distributed Active Archive Center (GSFC DAAC), Accessed Enter User Data Access Date at: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/datacollection/TRMM_3B43_V7.html.
- Tsiaknias, D., Bouziotas, D., Christofides, A., Efstratiadis, A. & Koutsoyiannis D. (2011). Statistical Comparison of Observed Temperature and Rainfall Extremes with Climate Model Outputs, European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, Vienna, EGU2011-3454, European Geosciences Union, 2011.

Διαδικτυακοί τόποι

<https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/g/gpm>

<http://hoa.ntua.gr>

<http://www.hnms.gr>

<http://www.knmi.nl/opera/>

<http://pmm.nasa.gov/trmm/mission-end>

<http://www.noa.gr>

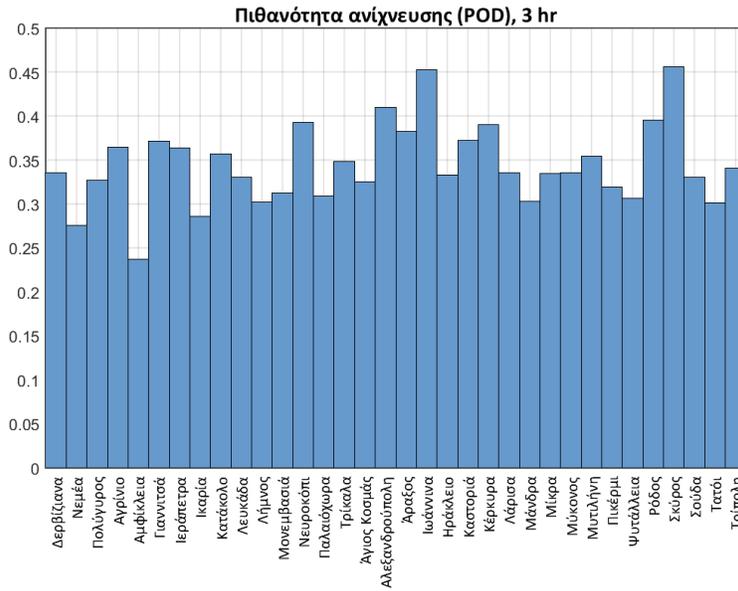
[http://trmm.gsfc.nasa.gov/publications_dir/TRMM Reentry Risk Assessment FINAL 20150604.pdf](http://trmm.gsfc.nasa.gov/publications_dir/TRMM_Reentry_Risk_Assessment_FINAL_20150604.pdf)

<http://radar.weather.gov/>

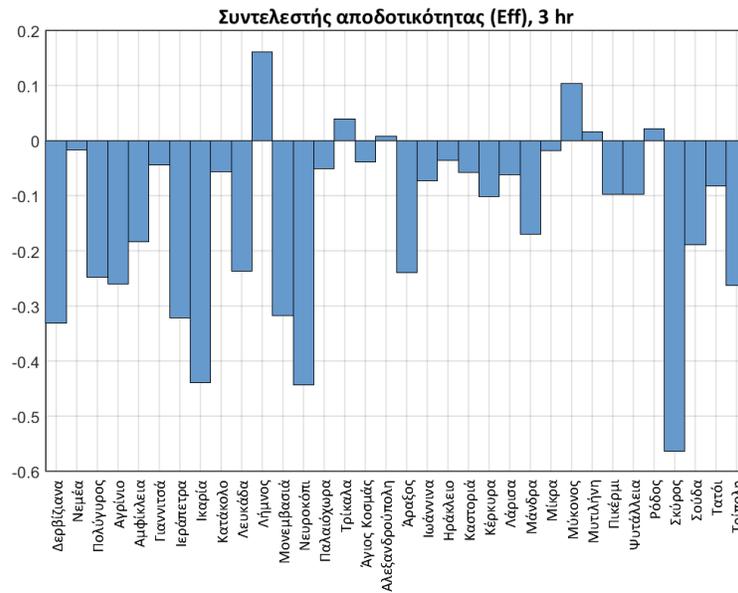
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Τιμές κριτηρίων απόδοσης προϊόντος TRMM 3B42 V7 ανά σταθμό

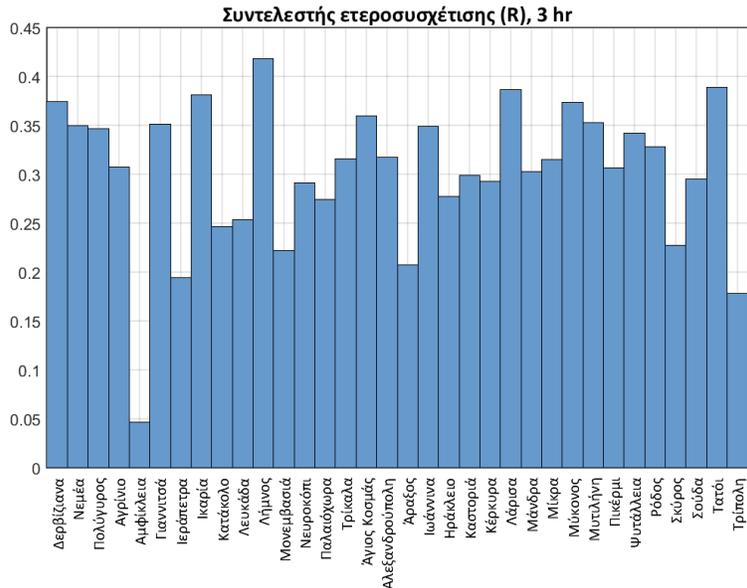
Αποτελέσματα στη χρονική κλίμακα των 3 ωρών



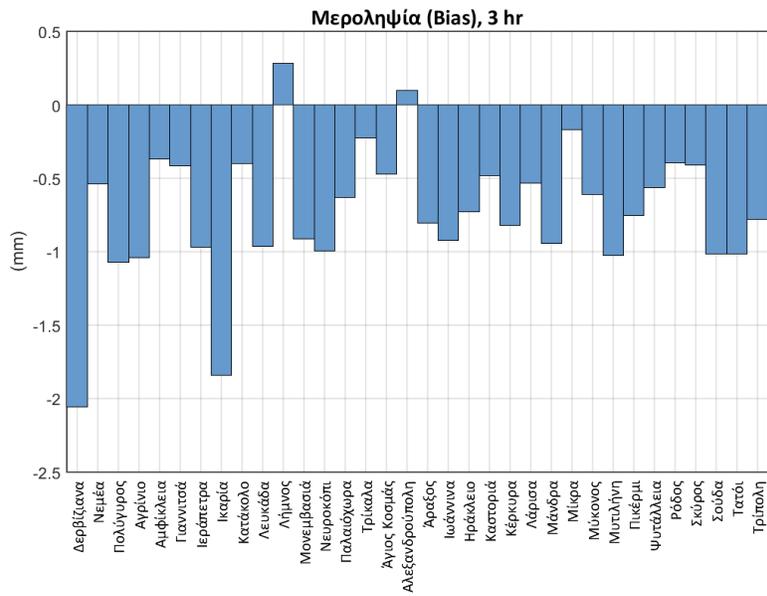
Σχήμα 1: Πιθανότητα ανίχνευσης βροχόπτωσης 3 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



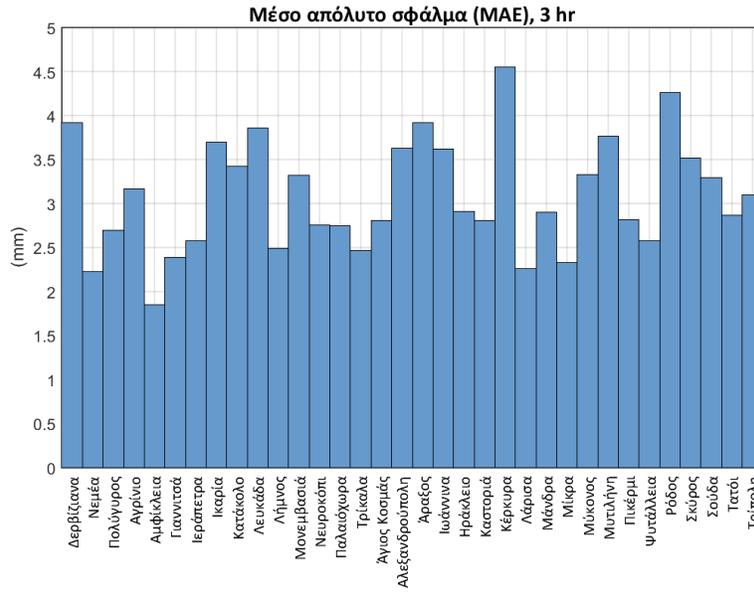
Σχήμα 2: Συντελεστής αποδοτικότητας 3 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



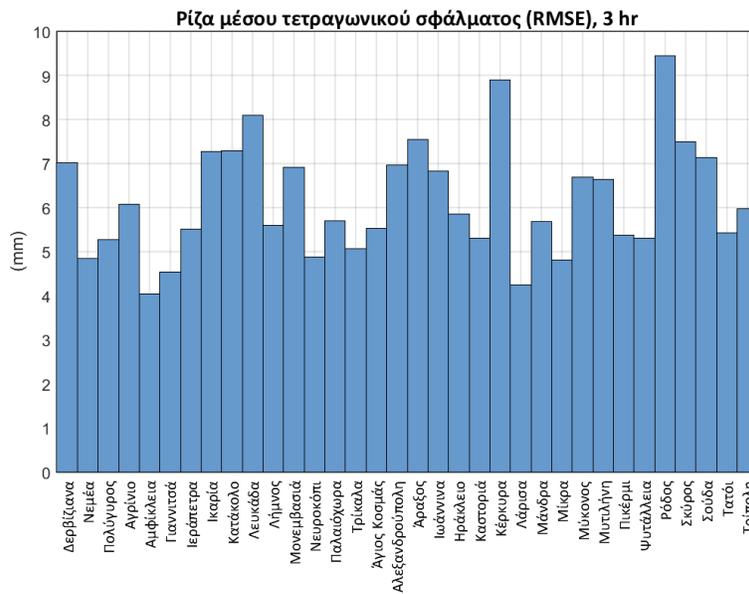
Σχήμα 3: Συντελεστής ετεροσυσχέτισης 3 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



Σχήμα 4: Μεροληψία 3 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.

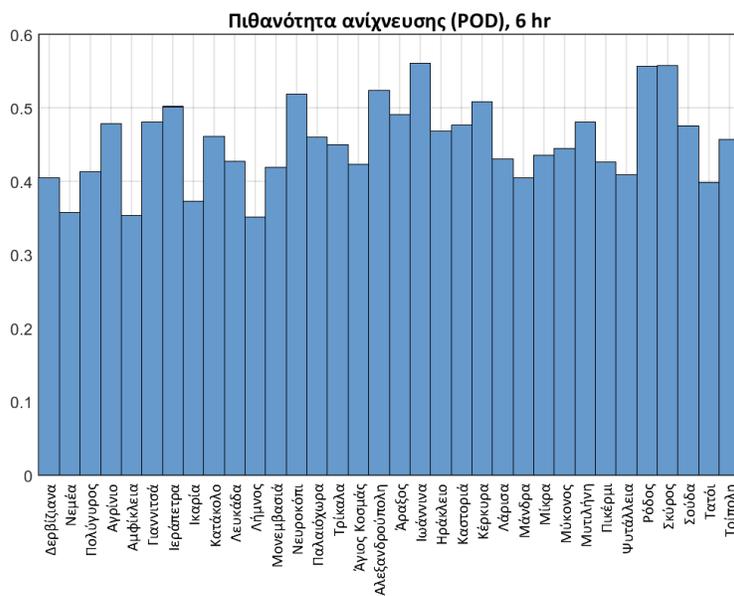


Σχήμα 5: Μέσο απόλυτο σφάλμα 3 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.

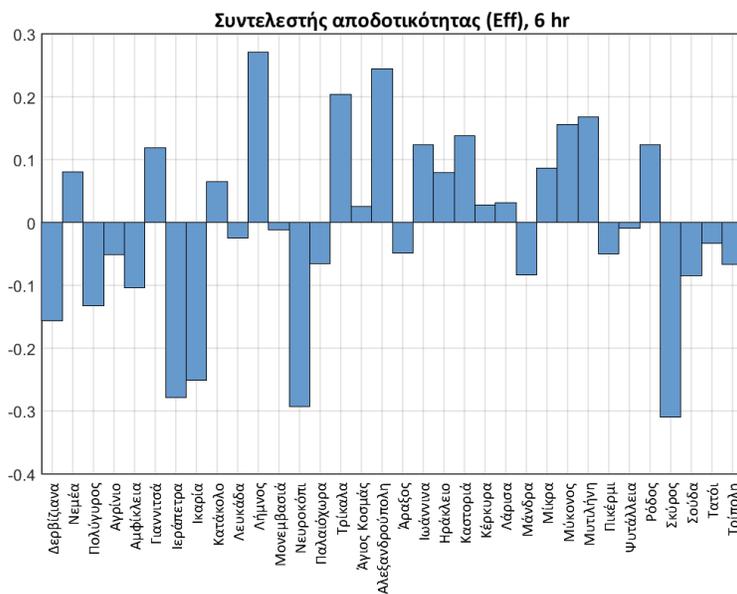


Σχήμα 6: Ρίζα μέσου τετραγωνικού σφάλματος 3 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.

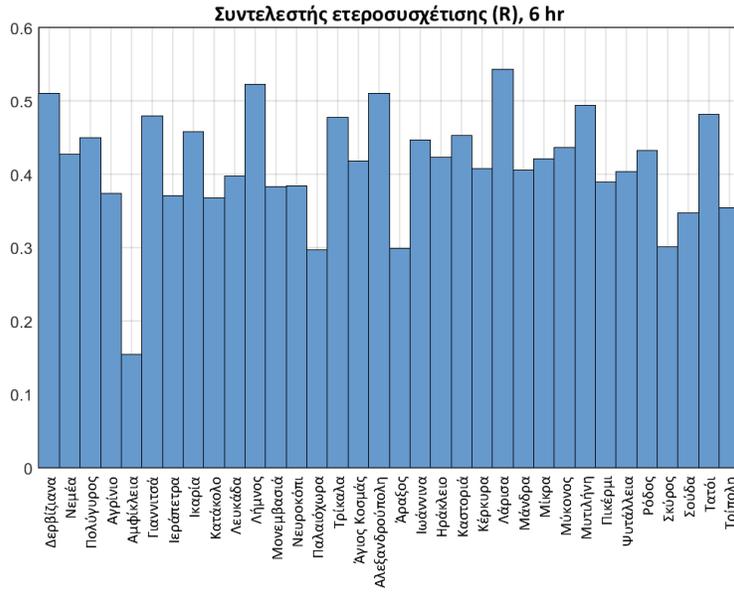
Αποτελέσματα στη χρονική κλίμακα των 6 ωρών



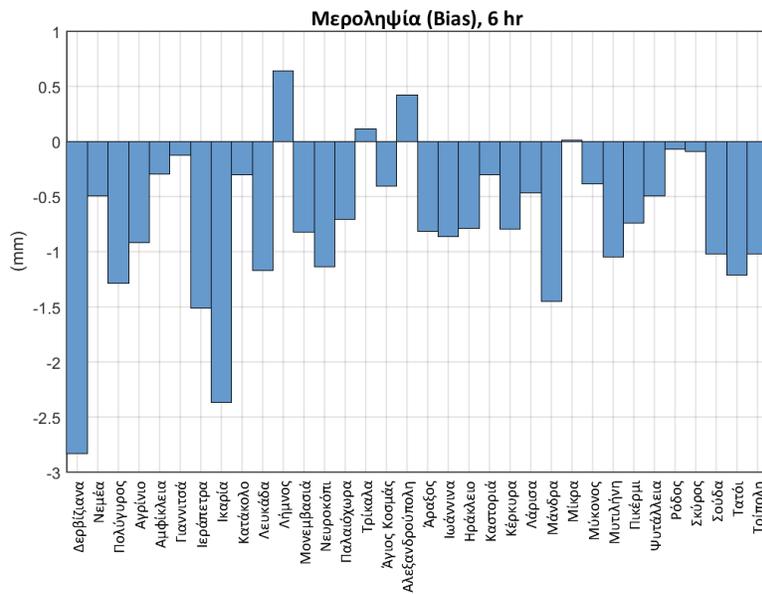
Σχήμα 7: Πιθανότητα ανίχνευσης βροχόπτωσης 6 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



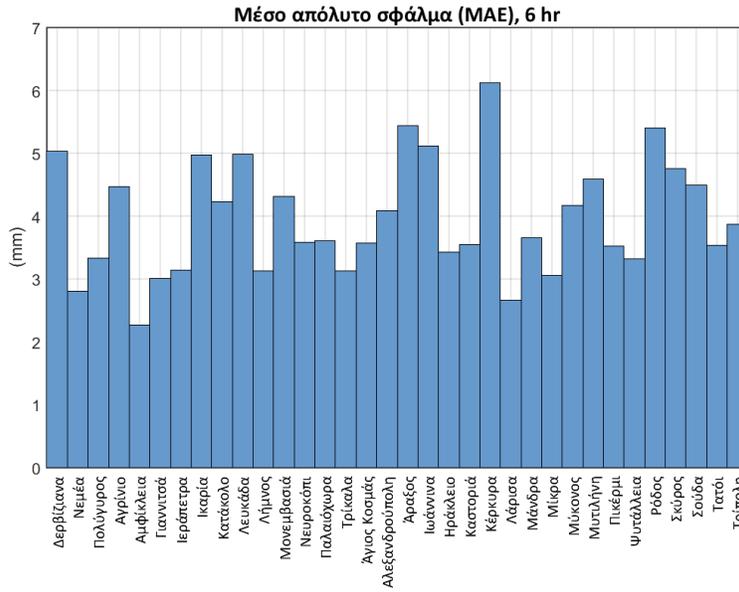
Σχήμα 8: Συντελεστής αποδοτικότητας 6 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



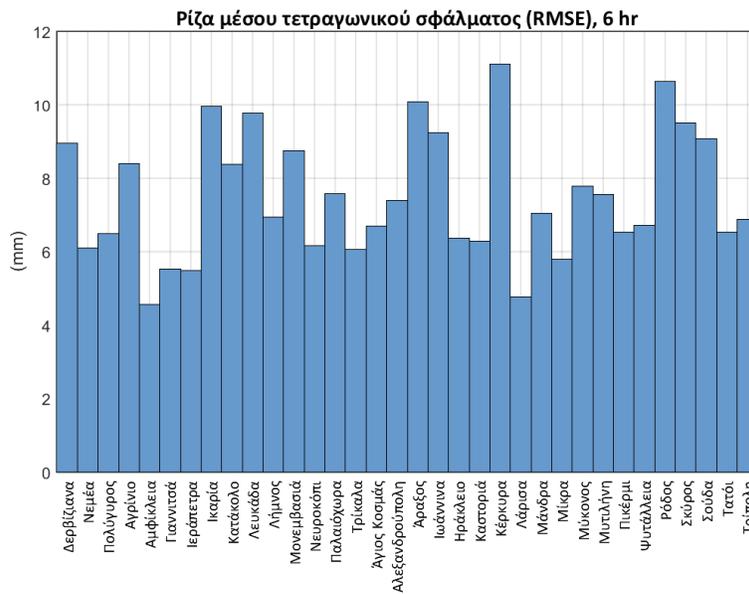
Σχήμα 9: Συντελεστής ετεροσυσχέτισης 6 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



Σχήμα 10: Μεροληψία 6 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.

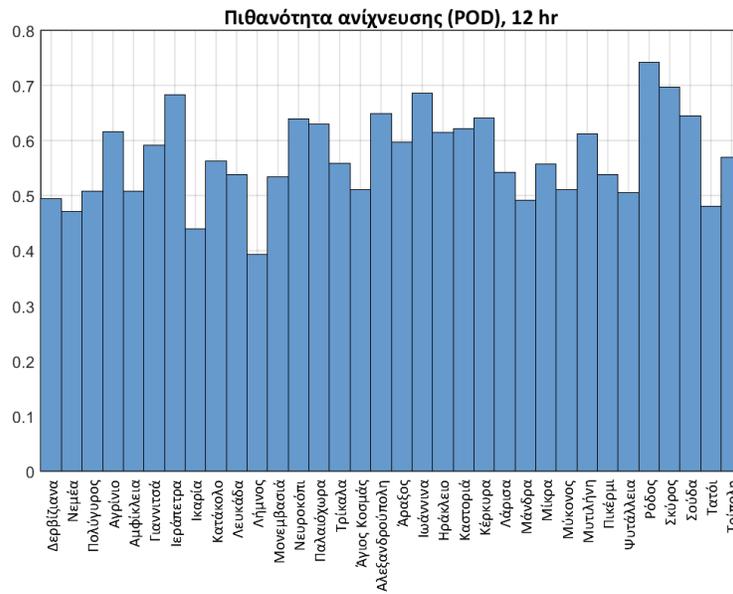


Σχήμα 11: Μέσο απόλυτο σφάλμα 6 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.

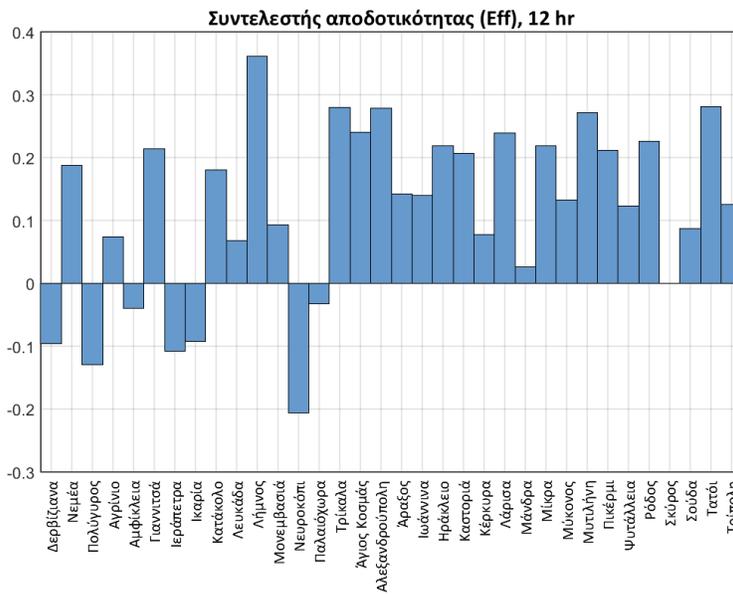


Σχήμα 12: Ρίζα μέσου τετραγωνικού σφάλματος 6 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.

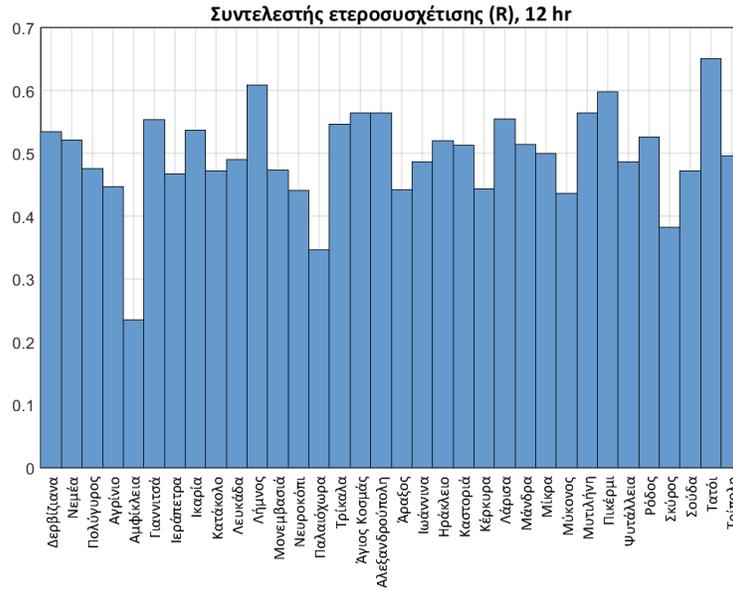
Αποτελέσματα στη χρονική κλίμακα των 12 ωρών



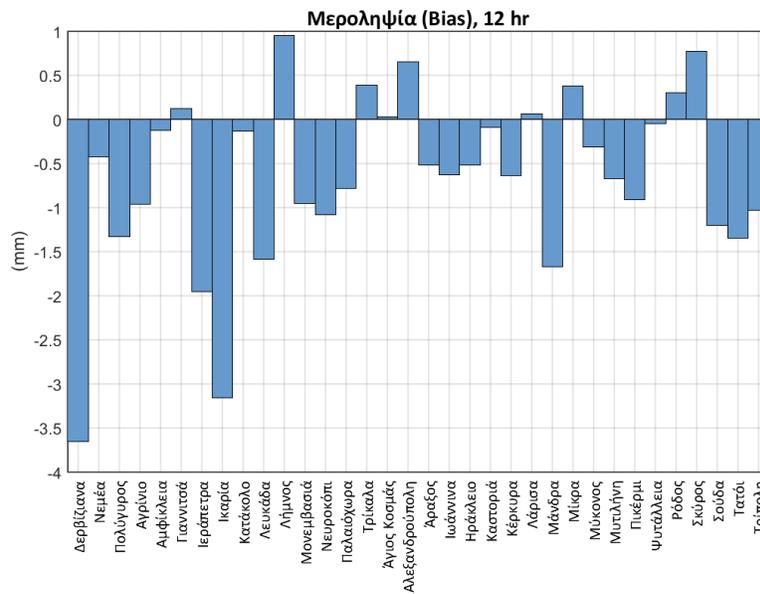
Σχήμα 13: Πιθανότητα ανίχνευσης βροχόπτωσης 12 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



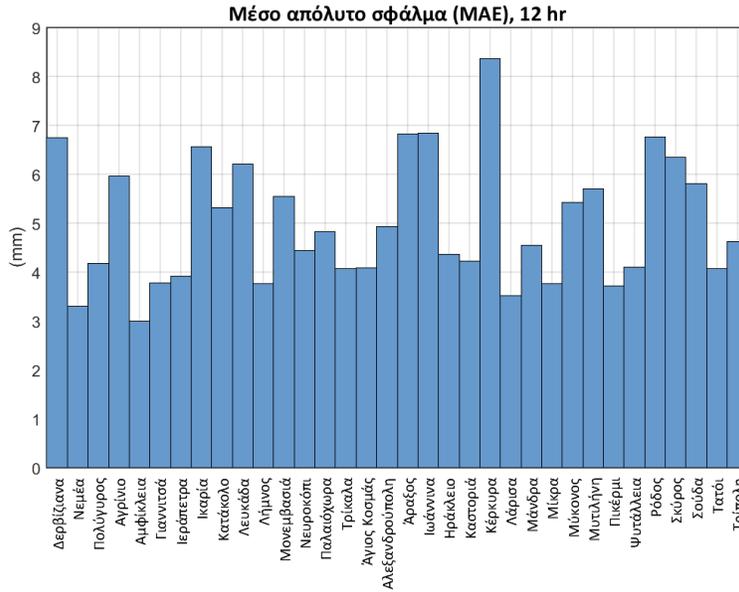
Σχήμα 14: Συντελεστής αποδοτικότητας 12 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



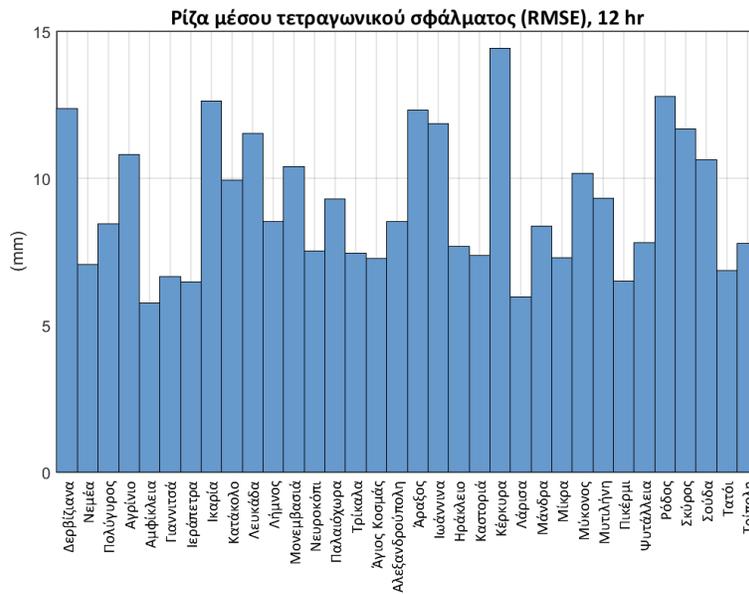
Σχήμα 15: Συντελεστής ετεροσυσχέτισης 12 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



Σχήμα 16: Μεροληψία 12 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό

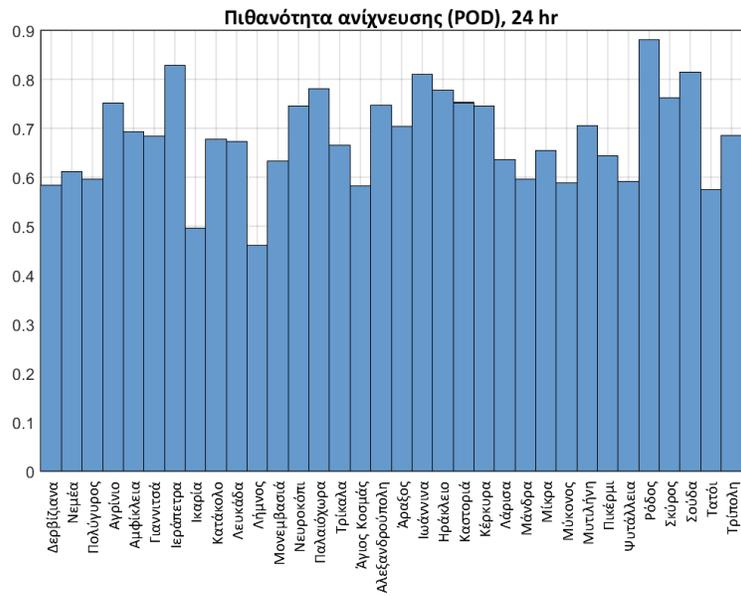


Σχήμα 17: Μέσο απόλυτο σφάλμα 12 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.

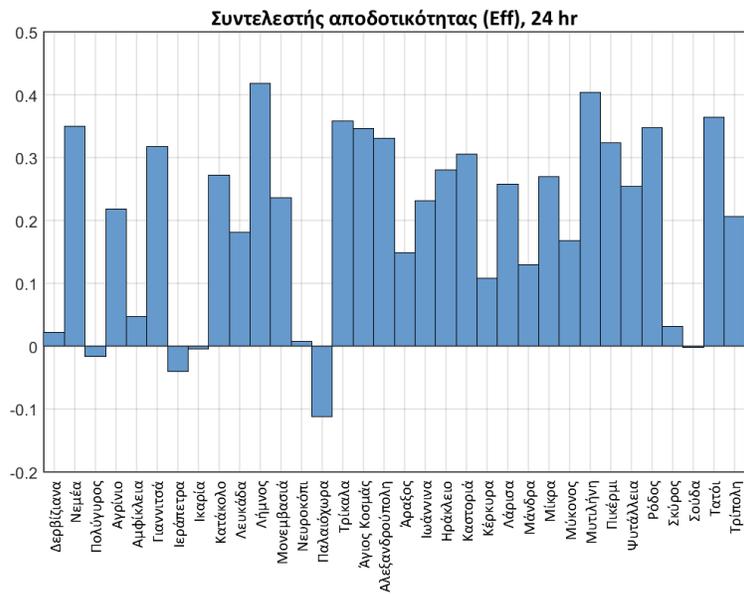


Σχήμα 18: Ρίζα μέσου τετραγωνικού σφάλματος 12 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.

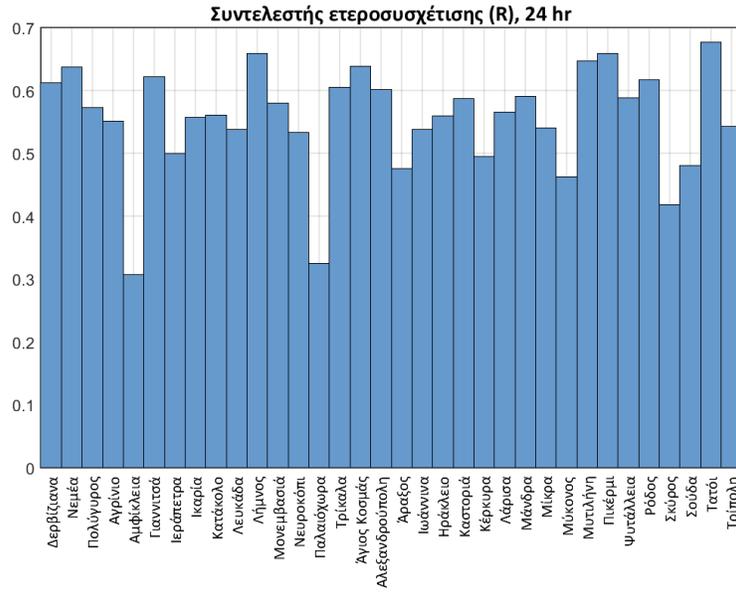
Αποτελέσματα στη χρονική κλίμακα των 24 ωρών



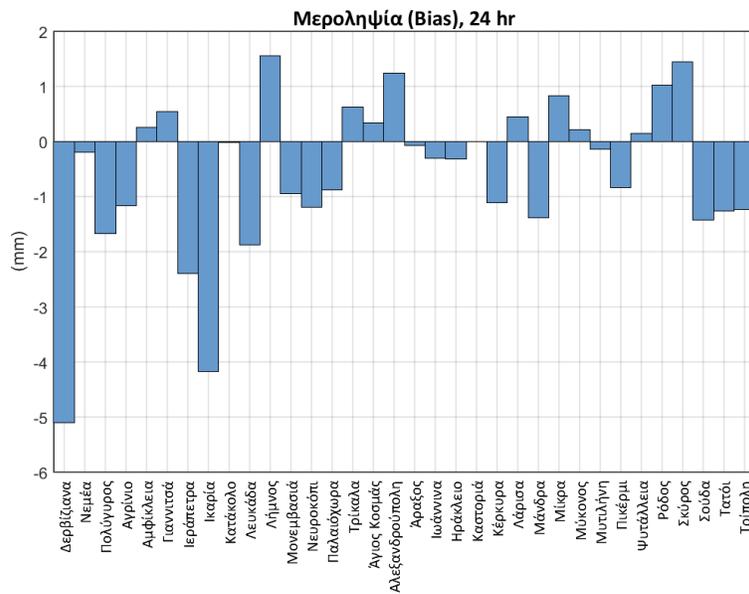
Σχήμα 19: Πιθανότητα ανίχνευσης βροχόπτωσης 24 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



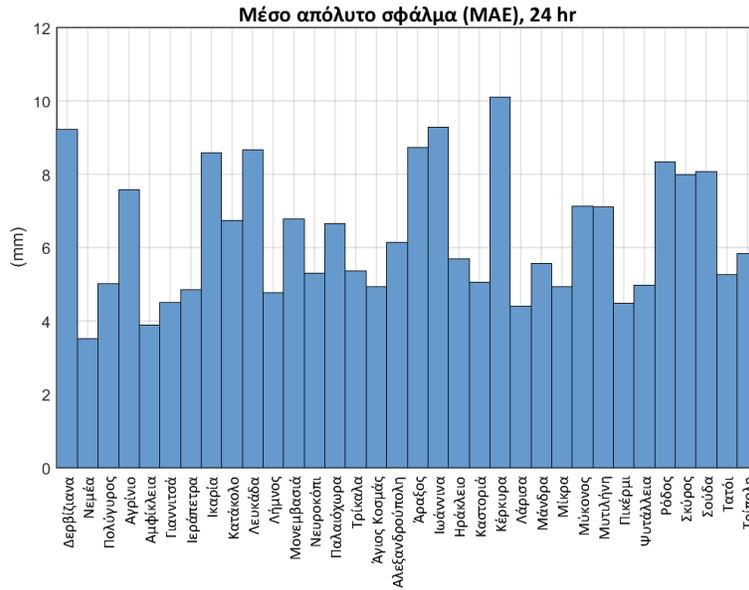
Σχήμα 20: Συντελεστής αποδοτικότητας 24 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



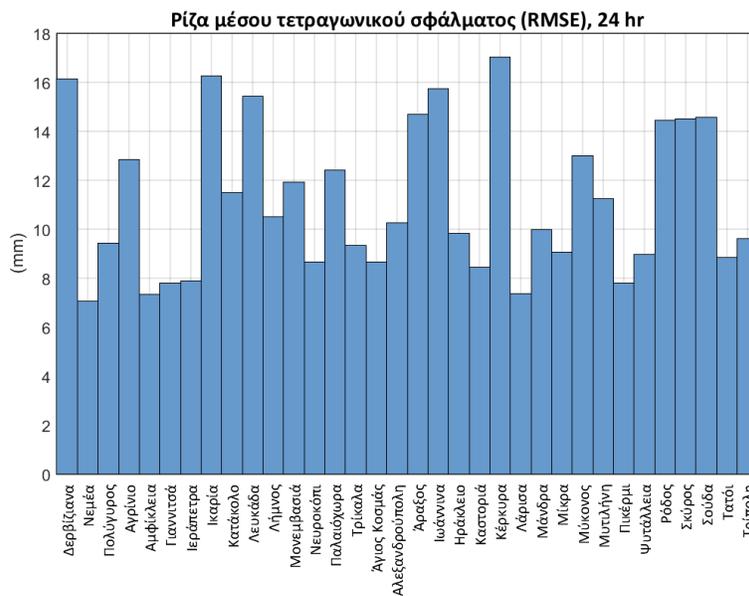
Σχήμα 21: Συντελεστής ετεροσυσχέτισης 24 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



Σχήμα 22: Μεροληψία 24 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.

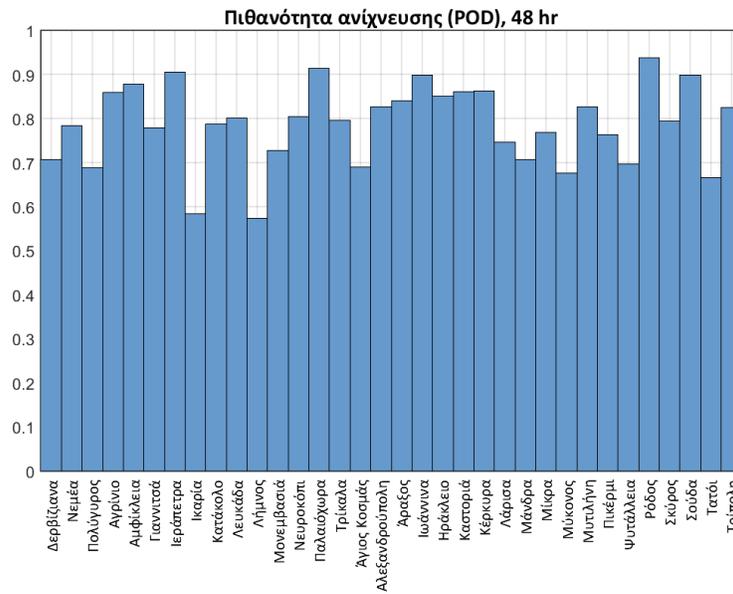


Σχήμα 23: Μέσο απόλυτο σφάλμα 24 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.

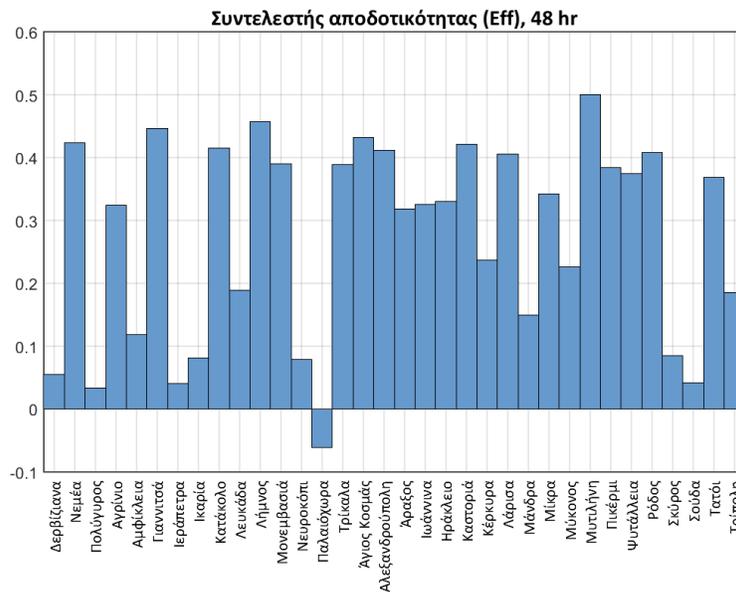


Σχήμα 24: Ρίζα μέσου τετραγωνικού σφάλματος 24 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.

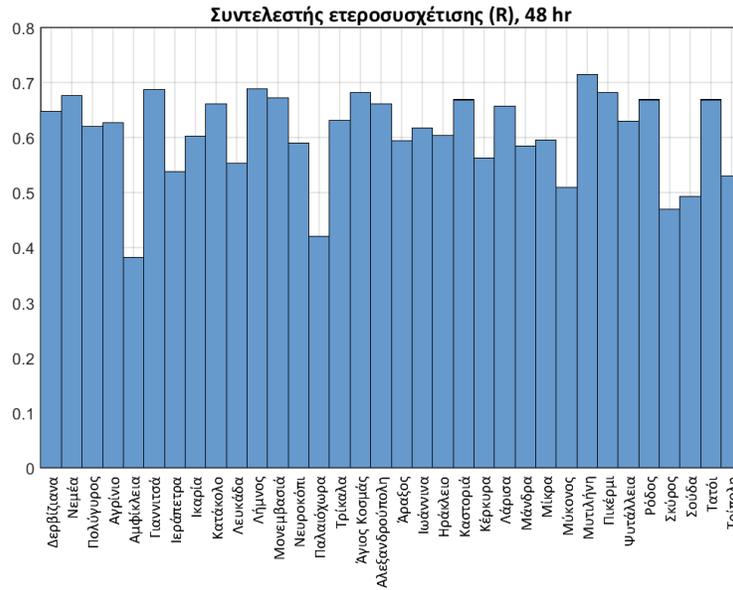
Αποτελέσματα στη χρονική κλίμακα των 48 ωρών



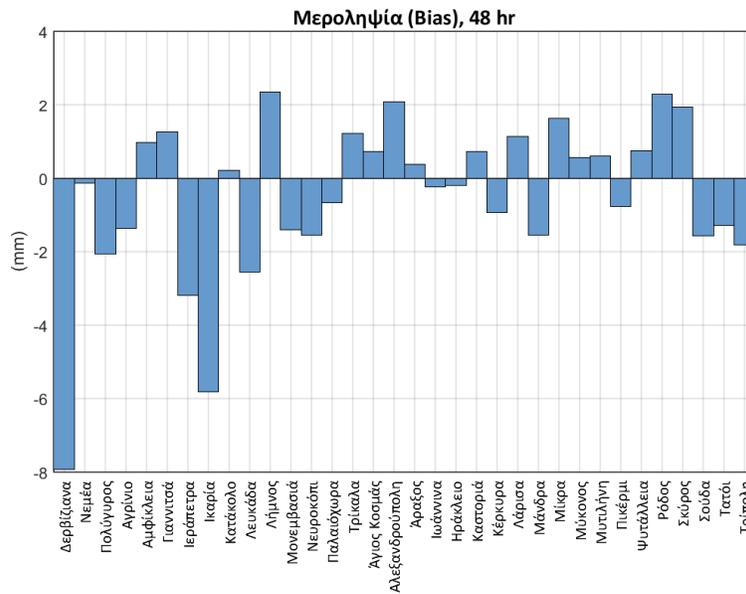
Σχήμα 25: Πιθανότητα ανίχνευσης βροχόπτωσης 48 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



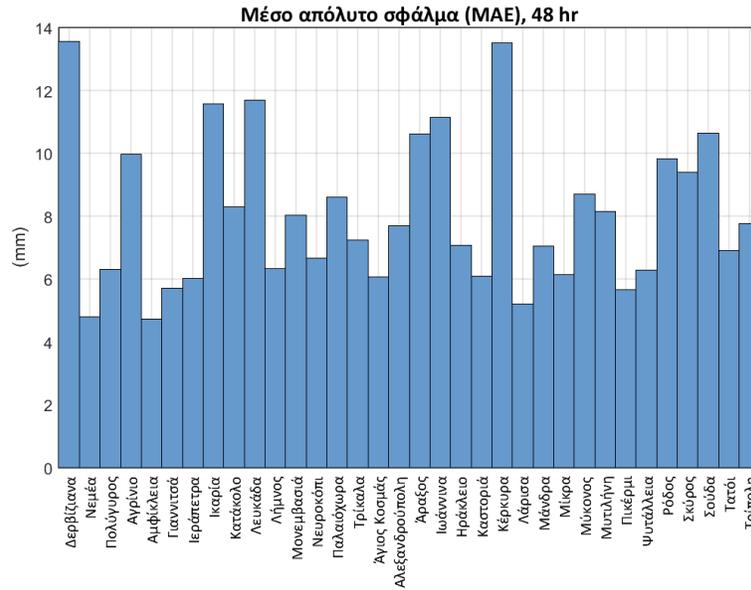
Σχήμα 26: Συντελεστής αποδοτικότητας 48 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



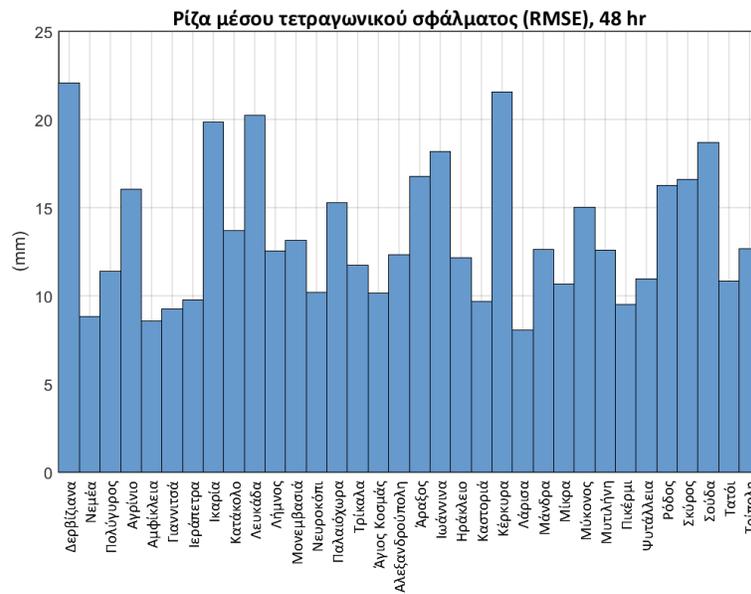
Σχήμα 27: Συντελεστής ετεροσυσχέτισης 48 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



Σχήμα 28: Μεροληψία 48 hr ανά μετεωρολογικό σταθμό.



Σχήμα 29: Μέσο απόλυτο σφάλμα 48 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.



Σχήμα 30: Ρίζα μέσου τετραγωνικού σφάλματος 48 h ανά μετεωρολογικό σταθμό.