

# ΒΑΘΜΟΝΟΜΗΣΗ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΙΑΣ ΥΠΕΡΥΘΡΗΣ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗΣ ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

Χ. Φείδας<sup>1</sup>, Γ. Κοκολάτος<sup>1</sup>, Α.Α. Negri<sup>2</sup>, Μ. Manyin<sup>2</sup>, Ν. Χρυσουλάκης<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Τμήμα Γεωγραφίας

<sup>2</sup>Laboratory for Atmosphere, NASA – Goddard Space Flight Center

<sup>3</sup>Ινστιτούτο Υπολογιστικών Μαθηματικών, Ίδρυμα Τεχνολογίας και Έρευνας

## Περίληψη

Η τεχνική εκτίμησης βροχόπτωσης από το υπέρυθρο φάσμα του δορυφόρου Meteosat, Convective Stratiform Technique (CST), βαθμονομήθηκε για τα γεωκλιματικά χαρακτηριστικά της Μεσογείου βάσει των μετρήσεων έντασης βροχής του Precipitation Radar (PR) που φέρεται από το δορυφόρο Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), για την «υγρή» περίοδο του έτους 2003-2004. Ακολούθως, εφαρμόστηκε ταυτόχρονα η πρωτότυπη και η βαθμονομημένη τεχνική CST για την περίοδο Σεπτεμβρίου 2004 – Αυγούστου 2005 για την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Τα αποτελέσματα ελέγχθηκαν ποιοτικά και ποσοτικά ως προς τις μηνιαίες και εποχιακές τιμές αθροιστικής βροχόπτωσης από το επίγειο δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών τόσο με βάση τις σημειακές τιμές των σταθμών όσο και με επιφανειακά ολοκληρωμένες τιμές (1° x 1°). Τα αποτελέσματα αναδεικνύουν για ακόμη μια φορά τους περιορισμούς στους οποίους υπόκεινται οι μέθοδοι εκτίμησης της βροχόπτωσης από δορυφορικές εικόνες στο υπέρυθρο αλλά παράλληλα δείχνουν ότι η εφαρμογή της βαθμονομημένης τεχνικής CST μπορεί να αξιοποιηθεί για την εκτίμηση της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης για μεγάλες χρονικές περιόδους σε περιοχές που υπάρχει ελλιπές βροχομετρικό δίκτυο, όπως η Μεσόγειος.

## APPLICATION OF A CALIBRATED INFRARED SATELLITE TECHNIQUE FOR RAINFALL ESTIMATION OVER THE MEDITERRANEAN BASIN

H. Feidas<sup>1</sup>, G. Kokolatos<sup>1</sup>, A.A. Negri<sup>2</sup>, M. Manyin<sup>2</sup>, N. Chrysoulakis<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Department of Geography, University of Aegean

<sup>2</sup>Laboratory for Atmosphere, NASA – Goddard Space Flight Center

<sup>3</sup>Institute of Applied and Computational Mathematics, Foundation for Research and Technology - Hellas

## Abstract

An infrared satellite technique for rainfall estimation, the Convective-Stratiform Technique (CST), has been calibrated by coincident, physically retrieved rain rates from the Tropical Rainfall Satellite Mission (TRMM) Precipitation Radar (PR) for the geoclimatic characteristics of the Mediterranean basin. Estimates from both the original and calibrated technique were qualitatively and quantitatively verified over a rain gage network for the period of September 2004 to August 2005 for different time scales using point and average regional precipitation estimates. The results obtain so far reveal the limitations of infrared satellite techniques but also show that the application of the recalibrated CST technique may be implemented for the estimation of the spatial rainfall distribution over areas with sparse rain gauge network when data are properly averaged both in time and space.

## 1. Εισαγωγή

Η Convective-Stratiform Technique (CST) είναι μια δορυφορική τεχνική σχεδιασμένη να

εκτιμά τη βροχόπτωση σε χωρική κλίμακα μεμονωμένων καταιγίδων με βάση δεδομένα στο κανάλι του θερμικού υπερύθρου. Η πρωτότυπη τεχνική (Adler and Negri, 1988) αναπτύχθηκε για την περιοχή της νότιας Καλιφόρνια των ΗΠΑ και βαθμονομήθηκε με τα δεδομένα ενός μονοδιάστατου μοντέλου. Με την εκτόξευση του δορυφόρου Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) το Νοέμβριο 1997, έγιναν διαθέσιμες υψηλής ποιότητας και ανάλυσης στιγμιαίες εκτιμήσεις βροχόπτωσης βασισμένες στα μικροκυματικά δεδομένα του ραδιομέτρου TRMM Microwave Radiometer (TMI) και του Precipitation Radar (PR). Οι Negri et al (2002, 2003) χρησιμοποίησαν μετρήσεις της έντασης βροχής από το TMI και PR για την επαναβαθμονόμηση της CST στην περιοχή της Βραζιλίας αλλά και παγκόσμια και μετά εφάρμοσαν την επαναβαθμονομημένη τεχνική για τη μελέτη της ενδοημερήσιας μεταβολής της βροχόπτωσης.

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζεται η διαδικασία επαναβαθμονόμησης της CST για την περιοχή της Μεσογείου με τη χρήση μετρήσεων βροχόπτωσης από το PR του TRMM και εξετάζεται η δυνατότητα αξιοποίησής της για κλιματικές μελέτες. Συγκεκριμένα, εξετάζεται η εφαρμογή της μεθόδου για τη μελέτη της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης σε μηνιαία και εποχική βάση καθώς και της ενδοημερήσιας μεταβλητότητας της στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου.

## 2. Δεδομένα και μεθοδολογία

Η μέθοδος που εφαρμόστηκε για την βαθμονόμηση της μεθόδου CST είναι παρόμοια με αυτή των Negri et al. (2002), με τη διαφορά ότι εφαρμόζεται αρχικά στα δεδομένα του Visible/Infrared Scanner (VIRS) και κατόπιν προσαρμόζεται στα δεδομένα του Meteosat-7. Η πρωτότυπη μέθοδος CST (Adler and Negri, 1988) εντοπίζει σε μια εικόνα υπερύθρου (IR) όλα τα τοπικά ελάχιστα θερμοκρασίας λαμπρότητας ( $T_{min}$ ). Με στόχο να αποκλειστούν τα αραιά, μη βροχοφόρα νέφη ciipus εφαρμόζεται ένας εμπειρικός έλεγχος για το διαχωρισμό των  $T_{min}$  που αντιστοιχούν σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και στα οποία θα αποδοθεί μεγάλη τιμή έντασης βροχής από τον αλγόριθμο. Σε κάθε  $T_{min}$  το οποίο περνάει τον έλεγχο αντιστοιχίζεται μια περιοχή στην οποία θα αποδοθεί μεγάλης έντασης βροχόπτωση. Τέλος, αποδίδεται μικρής έντασης (στρατόμορφη) βροχόπτωση σε όσα εικονοστοιχεία έχουν θερμοκρασία μικρότερη από ένα κατώφλι και δεν έχει ήδη αποδοθεί σε αυτά μεγάλη ένταση βροχόπτωσης.

Ως ενδιάμεσο βήμα, οι παράμετροι της πρωτότυπης CST τεχνικής βαθμονομήθηκαν για την περιοχή της Μεσογείου χρησιμοποιώντας δεδομένα από δυο αισθητήρες του δορυφόρου TRMM: το προϊόν 2A25 version 5 από το Precipitation Radar (PR), και το 1B01 version 5 προϊόν από το Visible/Infrared Scanner (VIRS). Κατόπιν, η βαθμονομημένη τεχνική προσαρμόστηκε στα IR δεδομένα του Meteosat. Τα δεδομένα που προσφέρει το PR περιλαμβάνουν τιμές έντασης βροχής στην επιφάνεια της γης ενώ παράλληλα υπάρχει δυνατότητα διαχωρισμού μεταξύ μεγάλων εντάσεων βροχής και στρατόμορφης βροχόπτωσης. Ο αισθητήρας VIRS καταγράφει την εκπεμπόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία σε περιοχές του φάσματος παρόμοιες με αυτές του Meteosat. Εφόσον οι αισθητήρες PR και VIRS φέρονται από τον ίδιο δορυφόρο, τα δεδομένα τους ταιριάζουν σε χρονική και χωρική κάλυψη. Στην επεξεργασία των δεδομένων ελήφθησαν υπόψη οι διαφορές στη χωρική ανάλυση (5 km στο ναδίρ για το PR, 2.2 km για το VIRS), ενώ χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα δεδομένα VIRS που καλύπτονται από τη στενή ζώνη κάλυψης του PR. Για τη βαθμονόμηση του αλγόριθμου CST στην περιοχή της Μεσογείου, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα για την βροχερή περίοδο ενός έτους (Οκτώβριος 2003 έως Μάρτιος 2004) τα οποία καλύπτουν την περιοχή  $10^{\circ}\Delta - 30^{\circ}\Delta$ ,  $30^{\circ}\text{B} - 38^{\circ}\text{B}$ . Πάνω από 1000 περάσματα του δορυφόρου TRMM βρέθηκαν να καλύπτουν την περιοχή αυτή. Τα διαδοχικά βήματα που ακολουθήθηκαν για τη βαθμονόμηση της τεχνικής CST είναι:

α. Έλεγχος διαχωρισμού των  $T_{min}$  που αντιστοιχούν σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Βασίζεται στον καθορισμό μιας συνάρτησης πιθανότητας  $f = f(T_{min}, \text{κλίση})$  η οποία δίνει την πιθανότητα να υπάρχει νέφος κατακόρυφης ανάπτυξης σε ένα σημείο  $T_{min}$  των δεδομένων VIRS, όταν είναι γνωστή η απόκλιση από τη θερμοκρασία του υποβάθρου (κλίση). Χρησιμοποιώντας την ένταση και τύπο βροχόπτωσης που βρίσκεται από τα δεδομένα PR, κάθε

σημείο  $T_{\min}$  ταξινομήθηκε ως «μεγάλης» ή «μικρής έντασης βροχής». Τελικά, η συνάρτηση πιθανότητας υπολογίστηκε με βάση τις συχνότητες εμφάνισης των  $T_{\min}$  στη βάση δεδομένων που δημιουργήθηκε.

*β. Καθορισμός της περιοχής με μεγάλη ένταση βροχής.* Το επόμενο στάδιο της διαδικασίας βαθμονόμησης αφορά στον καθορισμό της περιοχής που επηρεάζεται από ένα σημείο  $T_{\min}$  με μεγάλη ένταση βροχής. Για το σκοπό αυτό διαιρέθηκε η συνολική έκταση της περιοχής, που σύμφωνα με τις μετρήσεις του PR εκδηλώθηκε βροχόπτωση μεγάλης έντασης, με τον αριθμό των σημείων  $T_{\min}$  που έχουν χαρακτηριστεί ως μεγάλης έντασης βροχόπτωσης από τον αλγόριθμο CST στα δεδομένα VIRS όλης της περιόδου των έξι μηνών. Το αποτέλεσμα ήταν ότι 15 εικονοστοιχεία VIRS επηρεάζονται από ένα σημείο  $T_{\min}$  με μεγάλη ένταση βροχής.

*γ. Απόδοση μιας έντασης βροχής σε κάθε σημείο  $T_{\min}$ .* Η ένταση βροχής που αποδίδεται στην περιοχή που καθορίστηκε στο προηγούμενο στάδιο είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας  $T_{\min}$ . Για το σκοπό αυτό, για κάθε  $T_{\min}$  που έχει χαρακτηριστεί ως μεγάλης έντασης βροχόπτωσης για την περίοδο των 6 μηνών, υπολογίζεται η μέση τιμή βροχόπτωσης  $r_c$  που δίνει το PR στη γειτονιά του. Με βάση τα ζεύγη ( $T_{\min}$ ,  $r_c$ ) που υπολογίστηκαν δημιουργείται ένας πίνακας αντιστοίχισης των δυο αυτών παραμέτρων.

*δ. Καθορισμός κατωφλιού στρατόμορφης βροχόπτωσης.* Το κατώφλι θερμοκρασίας υπολογίστηκε έτσι ώστε η ολική έκταση των νεφών με θερμοκρασίες μικρότερες αυτού του κατωφλίου να είναι ίση με τη συνολική έκταση της βροχόπτωσης που καταγράφηκε από το PR στην περίοδο των 6 μηνών. Με τον τρόπο αυτό το κατώφλι καθορίστηκε στους 233 K.

*ε. Απόδοση στατόμορφης βροχόπτωσης.* Η τιμή της στατόμορφης βροχόπτωσης τέθηκε ίση με τη μέση τιμή έντασης της στατόμορφης βροχόπτωσης που καταγράφηκε από το PR για την περίοδο των 6 μηνών. Η τιμή αυτή βρέθηκε ίση με 1.6 mm/hr.

*στ. Προσαρμογή στα δεδομένα του Meteosat-7.* Η μεθοδολογία βαθμονόμησης που περιγράφηκε παραπάνω καθόρισε τις παραμέτρους της CST χρησιμοποιώντας τα IR δεδομένα του VIRS. Για να γίνει προσαρμογή της μεθόδου στα δεδομένα του Meteosat-7, έγιναν δυο ρυθμίσεις. Πρώτα βρέθηκαν δυο συναρτήσεις ταιριάσματος ιστογράμματος οι οποίες προσαρμόζουν την κατανομή συχνοτήτων των θερμοκρασιών λαμπρότητας και των κλίσεων στα δεδομένα Meteosat-7 στην κατανομή που θα είχαν στα δεδομένα του VIRS. Δεύτερον, η έκταση της περιοχής με μεγάλη ένταση βροχής που αντιστοιχίζεται σε κάθε  $T_{\min}$  υπολογίστηκε ξανά για την περίπτωση του Meteosat-7 έτσι ώστε η συνολική έκταση που καταγράφηκε στις εικόνες VIRS για την περίοδο των 6 μηνών να είναι ίση με αυτή των εικόνων Meteosat.

Ο βαθμονομημένος αλγόριθμος CST εφαρμόστηκε μαζί με την πρωτότυπη μέθοδο σε ημίωρες IR εικόνες του Meteosat-7 για την περίοδο Σεπτέμβριος 2004 έως Αύγουστος 2005. Τα αποτελέσματα των δυο αλγορίθμων συγκρίθηκαν μεταξύ τους και με τις καταγραφές 233 έως 299 συνοπτικών σταθμών εδάφους και με τις μηνιαίες τιμές βροχόπτωσης που δίνονται σε πλέγμα  $1^\circ \times 1^\circ$  από το Global Precipitation Climatology Center (GPCC), και οι οποίες προέρχονται από χωρική παρεμβολή των καταγραφών των σταθμών εδάφους. Οι συγκρίσεις έγιναν για τις μηνιαίες, εποχιακές και ετήσιες αθροιστικές τιμές βροχόπτωσης με δυο τρόπους:

*α. Η σημειακή βροχόπτωση που κατέγραψε ο κάθε ένας σταθμός με την αντίστοιχη τιμή που υπολογίστηκε από τις δορυφορικές μετρήσεις για το εικονοστοιχείο που αντιστοιχεί στη θέση του σταθμού.* Για κάθε σταθμό, η συνολική βροχόπτωση υπολογίστηκε λαμβάνοντας υπόψη και τα 8 γειτονικά εικονοστοιχεία για να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα γεωαναφοράς της εικόνας το οποίο είναι της τάξης του ενός εικονοστοιχείου.

*β. Η μέση χωρική βροχόπτωση που προκύπτει από τις επίγειες μετρήσεις, με την αντίστοιχη τιμή που εκτιμάται από τα δορυφορικά δεδομένα σε πλέγμα μεγέθους  $1^\circ \times 1^\circ$ .*

Σε κάθε σύγκριση υπολογίζονται οι ακόλουθες στατιστικές παράμετροι: ο συντελεστής συσχέτισης ( $r$ ), η μέση τετραγωνική διαφορά (RMSD), η απόκλιση ( $bias$ ), η μέση απόλυτη διαφορά (MAD) και η επί της εκατό διαφορά (PDF).

### 3. Αποτελέσματα

#### 3.1 Σύγκριση σημειακών τιμών

Αρχικά έγινε η σύγκριση της σημειακής βροχόπτωσης που κατέγραψε ο κάθε ένας σταθμός με την αντίστοιχη τιμή που υπολογίστηκε από τη βαθμονομημένη CST για διάφορες χρονικές κλίμακες (μηνιαία, εποχιακή και ετήσια). Αυτού του είδους η σύγκριση (Πίνακας 1) δίνει σχετικά χαμηλούς συντελεστές συσχέτισης οι οποίοι διαφοροποιούνται από μήνα σε μήνα και από εποχή σε εποχή. Οι υψηλότερες τιμές (0.36-0.53) εμφανίζονται την περίοδο Μαΐου-Οκτωβρίου, με εξαίρεση τον Ιούνιο, ενώ τους υπόλοιπους μήνες ο συντελεστής συσχέτισης είναι αρκετά χαμηλός, ιδιαίτερα δε για τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο και Νοέμβριο πρακτικά τα δεδομένα είναι ασυσχέτιστα. Τα αποτελέσματα αυτά αντικατοπτρίζονται και στη σύγκριση των εποχιακών τιμών με το καλοκαίρι να παρουσιάζει την ισχυρότερη συσχέτιση (0.50) και ο χειμώνας τη μικρότερη (0.20). Ανάλογη συμπεριφορά εμφανίζουν και τα σφάλματα εκτίμησης με τα σφάλματα bias να υποδεικνύουν υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις. Καθώς οι ετήσιες τιμές βροχόπτωσης καθορίζονται κυρίως από την αθροιστική βροχόπτωση του χειμώνα και δευτερευόντως από αυτή της άνοιξης και του φθινοπώρου, η απόδοση της μεθόδου σε ετήσια κλίμακα δεν είναι ικανοποιητική ( $r = 0.24$ ).

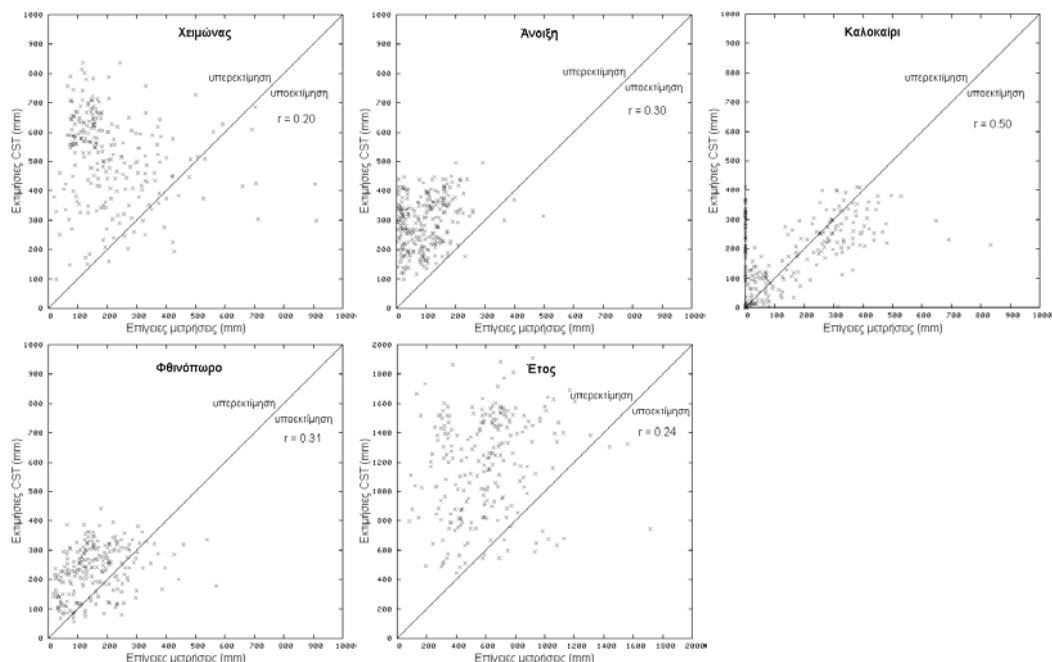
Τα προηγούμενα αποτελέσματα αντικατοπτρίζονται και στη μορφή των διαγραμμάτων διασποράς των εκτιμήσεων της μεθόδου σε σχέση με τις επίγειες μετρήσεις για τις εποχιακές τιμές (Σχήμα 1). Η ικανοποιητική συσχέτιση των δυο σετ δεδομένων για το καλοκαίρι σε συνδυασμό με τα σχετικά μικρά σφάλματα εκτίμησης αποτυπώνεται στη μικρή και συμμετρική διασπορά των σημείων του διαγράμματος. Η μορφή των διαγραμμάτων διασποράς γίνεται λιγότερο συμμετρική και το εύρος διασποράς των σημείων αυξάνεται με σαφείς ενδείξεις υπερεκτίμησης καθώς μετακινούμαστε προς το χειμώνα. Συγκεκριμένα, για το φθινόπωρο το εύρος της διασποράς των σημείων αυξάνεται και εμφανίζονται οι πρώτες ενδείξεις υπερεκτίμησης της βροχόπτωσης από τη μέθοδο CST. Την άνοιξη, το φαινόμενο της υπερεκτίμησης αποκτά μεγάλες διαστάσεις ενώ ο χαμηλός συντελεστής συσχέτισης των δεδομένων κατά το χειμώνα έχει ως αποτέλεσμα τη μεγάλη διασπορά των σημείων στο διάγραμμα. Παρατηρείστε ότι η μορφή του διαγράμματος διασποράς για τις ετήσιες τιμές είναι παρόμοια με αυτή του χειμώνα γεγονός που δικαιολογεί τη μη ικανοποιητική απόδοση της μεθόδου και στις δυο αυτές χρονικές περιόδους.

### 3.2 Σύγκριση χωρικού μέσου

Ακολούθησε ο έλεγχος της απόδοσης της μεθόδου όταν οι εκτιμήσεις της βροχόπτωσης υπολογίζονται ως μέση τιμή στο χώρο και συγκεκριμένα σε μια περιοχή μεγέθους  $1^\circ \times 1^\circ$ . Η σύγκριση των αποτελεσμάτων έγινε με βάση τα επίγεια δεδομένα της μηνιαίας βροχόπτωσης του GPCC σε πλέγμα  $1^\circ \times 1^\circ$ .

Πίνακας 1. Στατιστικά δεδομένα της σύγκρισης της σημειακής βροχόπτωσης από επίγεια δεδομένα και της αντίστοιχης εξαγόμενης από τη βαθμονομημένη CST για διάφορες χρονικές κλίμακες του 2005.

Περίοδος	Ζεύγη Σταθμοί	Μέση τιμή (mm)		Bias (mm)	MAD (mm)	RMSD (mm)	PDF	r
		Σταθμοί	CST					
Σεπτέμβριος	254	24	25	2	16	31	3.7	0.36
Οκτώβριος	277	47	67	20	41	53	4.8	0.49
Νοέμβριος	296	85	142	57	84	99	3.1	0.01
Δεκέμβριος	299	82	134	52	72	87	2.5	0.20
Ιανουάριος	251	55	157	102	118	138	10.1	0.05
Φεβρουάριος	255	60	162	102	115	135	5.0	0.04
Μάρτιος	274	19	54	35	36	42	6.7	0.29
Απρίλιος	261	37	141	104	106	120	18.8	0.13
Μάιος	261	40	93	53	61	73	4.7	0.34
Ιούνιος	233	35	58	24	39	59	4.1	0.24
Ιούλιος	256	50	51	1	37	56	1.3	0.52
Αύγουστος	257	63	71	8	47	65	0.9	0.53
Φθινόπωρο	256	163	232	70	108	128	1.2	0.31
Χειμώνας	266	211	501	291	318	370	2.6	0.20
Άνοιξη	250	96	292	196	199	217	6.8	0.30
Καλοκαίρι	270	146	179	34	106	150	1.2	0.49
Έτος	265	589	1162	574	605	691	1.5	0.24

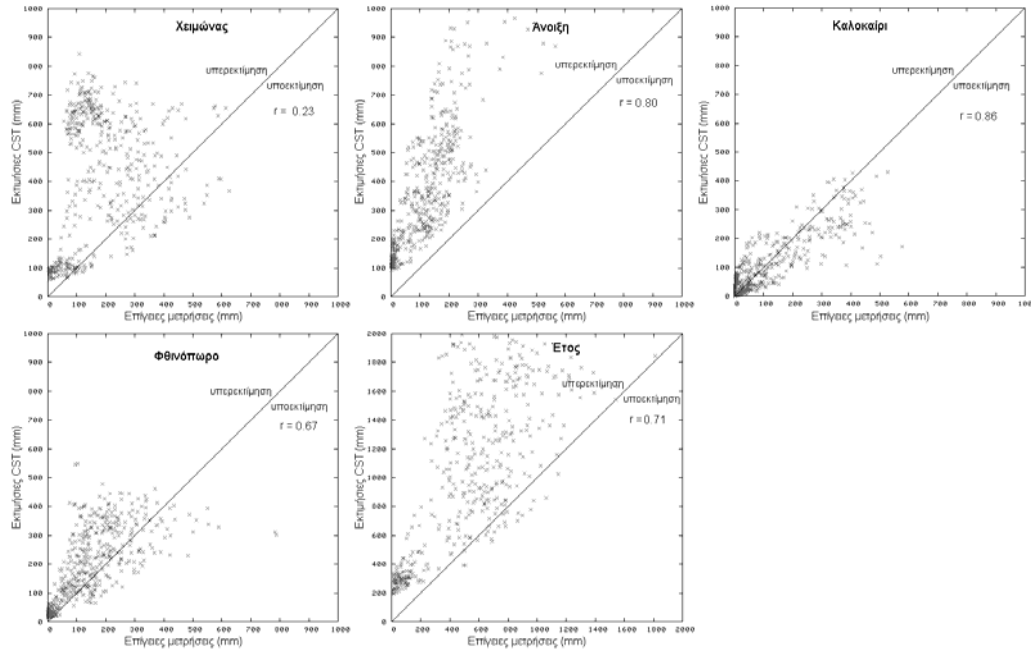


Σχήμα 1. Διαγράμματα διασποράς της σημειακής εποχιακής και ετήσιας βροχόπτωσης για το 2005 μεταξύ των επίγειων δεδομένων για κάθε σταθμό και των αντίστοιχων εκτιμήσεων από τη μέθοδο CST.

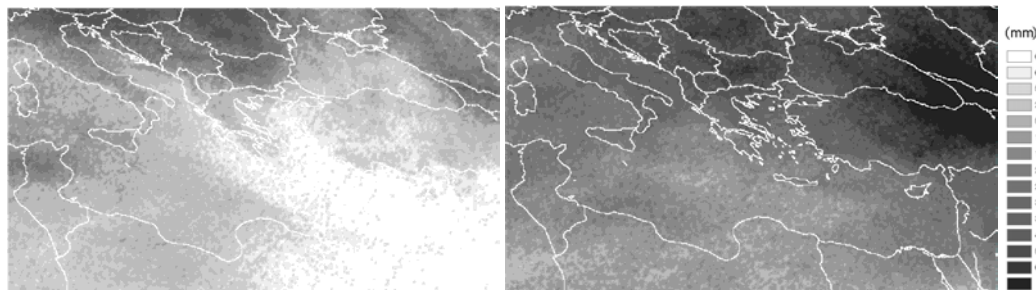
Η σύγκριση σε αυτή τη χωρική κλίμακα (Πίνακας 2) δίνει μεγαλύτερους συντελεστές συσχέτισης που κυμαίνονται από 0.48 έως 0.90 για όλους τους μήνες πλην του Ιανουαρίου και του Φεβρουαρίου των οποίων η συσχέτιση παρά τη βελτίωση εξακολουθεί να βρίσκεται σε χαμηλά επίπεδα (0.11 και 0.27 αντίστοιχα). Ο Ιανουάριος αποτελεί μια περίπτωση στην οποία η τεχνική CST αποτυγχάνει να αναπαραστήσει το πεδίο της βροχόπτωσης έστω και όταν οι τιμές βροχόπτωσης έχουν ολοκληρωθεί επιφανειακά. Σημαντική υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης εμφανίζεται στους ανοιξιάτικους και χειμωνιάτικους μήνες με βάση τις τιμές του bias, με μόνη εξαίρεση το μήνα Δεκέμβριο. Το φθινόπωρο η υπερεκτίμηση αυτή μειώνεται σημαντικά ενώ το καλοκαίρι ελαχιστοποιείται. Ανάλογη συμπεριφορά παρουσιάζουν και τα υπόλοιπα σφάλματα εκτίμησης. Με βάση τους συντελεστές συσχέτισης φαίνεται ότι η τεχνική CST αναπαριστά με τον καλύτερο τρόπο τη χωρική μεταβλητότητα της αθροιστικής βροχόπτωσης του καλοκαιριού και της άνοιξης ( $r = 0.86$  και  $0.80$  αντίστοιχα), με μεγάλα όμως σφάλματα εκτίμησης για την άνοιξη. Η απόδοση της μεθόδου για το φθινόπωρο είναι ικανοποιητική με μέτριο συντελεστή συσχέτισης ( $0.68$ ) και σχετικά μικρά σφάλματα. Η μέθοδος CST αποτυγχάνει να αναπαραστήσει ικανοποιητικά την κατανομή της βροχόπτωσης κατά την εποχή του χειμώνα ( $r = 0.23$ ), ακόμη και όταν οι εκτιμήσεις ολοκληρώνονται επιφανειακά. Τέλος, αν και οι εκτιμήσεις της αθροιστικής ετήσιας βροχόπτωσης συσχετίζονται ικανοποιητικά ( $r = 0.71$ ) με τις επίγειες καταγραφές, υπάρχει μεγάλη υπερεκτίμηση και γενικά τα σφάλματα εκτίμησης είναι σχετικά μεγάλα. Με βάση τα διαγράμματα διασποράς του Σχήματος 2, η υπερεκτίμηση των αθροιστικών τιμών βροχόπτωσης από τη CST για την άνοιξη και το έτος συνολικά αυξάνεται σημαντικά από τα μικρά στα μεγάλα ύψη βροχής, ενώ η αποτυχία της μεθόδου κατά το χειμώνα φαίνεται να αποδίδεται σε μια συστηματική υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης σε ένα τμήμα της περιοχής μελέτης (βλ. το νέφος σημείων στο επάνω αριστερά τμήμα του διαγράμματος). Η χαρτογράφηση της γεωγραφικής διανομής της εποχιακής αθροιστικής βροχόπτωσης (καλοκαίρι και άνοιξη) με την υψηλή χωρική ανάλυση του Meteosat αλλά και στο πλέγμα του GPCC παρουσιάζονται στα Σχήματα 3 και 4 αντίστοιχα. Διακρίνεται η πολύ καλή αναπαράσταση του πεδίου της βροχόπτωσης για τις δυο αυτές εποχές αν και η υπερεκτίμηση των τιμών της βροχόπτωσης για την άνοιξη είναι εμφανής.

Πίνακας 2. Στατιστικά δεδομένα της σύγκρισης της μέσης χωρικής βροχόπτωσης από επίγεια δεδομένα και της αντίστοιχης εξαγόμενης από τη βαθμονομημένη CST για διάφορες χρονικές κλίμακες του 2005.

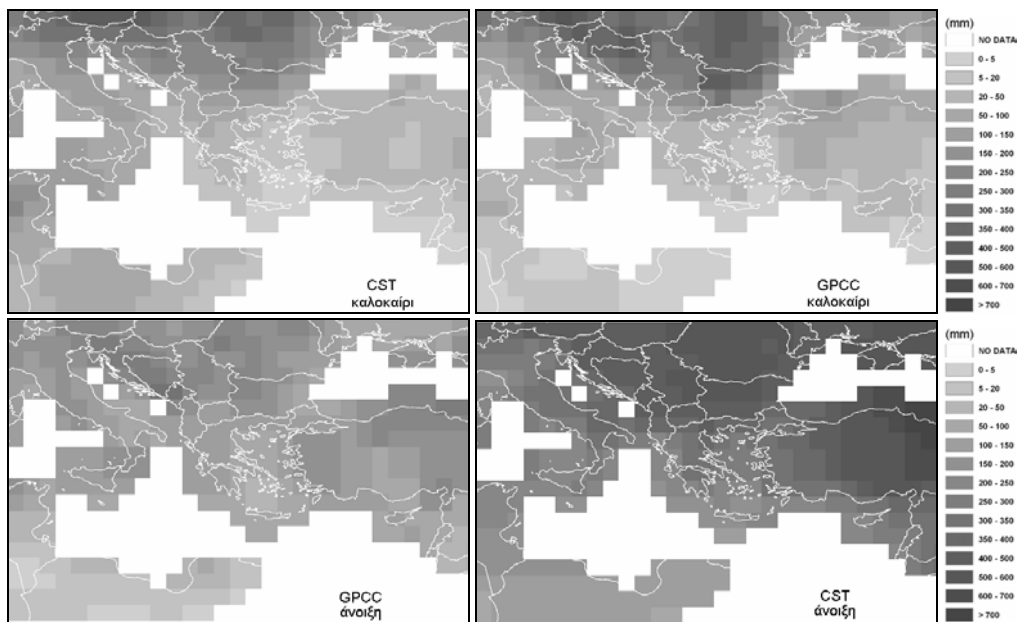
Περίοδος	Ζεύγη	Μέση τιμή (mm)		Bias (mm)	MAD (mm)	RMSD (mm)	PDF	r
		Σταθμοί	CST					
Σεπτέμβριος	465	30	23	-8	14	28	2.9	0.62
Οκτώβριος	465	39	57	18	30	41	13.1	0.63
Νοέμβριος	465	81	122	41	60	82	2.7	0.48
Δεκέμβριος	465	64	118	54	63	74	5.7	0.51
Ιανουάριος	465	62	157	96	116	152	3.3	0.11
Φεβρουάριος	465	58	141	82	95	122	2.8	0.27
Μάρτιος	465	49	137	88	89	114	4.1	0.69
Απρίλιος	465	41	164	123	123	140	112.1	0.63
Μάιος	465	39	91	52	53	69	25.9	0.78
Ιούνιος	465	35	47	12	23	34	24.8	0.65
Ιούλιος	465	35	22	-13	15	26	0.9	0.90
Αύγουστος	465	41	32	-10	17	31	0.9	0.87
Φθινόπωρο	465	150	201	51	83	111	2.3	0.68
Χειμώνας	465	184	416	232	255	325	2.6	0.23
Άνοιξη	465	129	391	263	263	310	6.4	0.80
Καλοκαίρι	465	111	101	-10	45	69	14.4	0.86
Έτος	465	574	1109	535	547	680	2.1	0.71



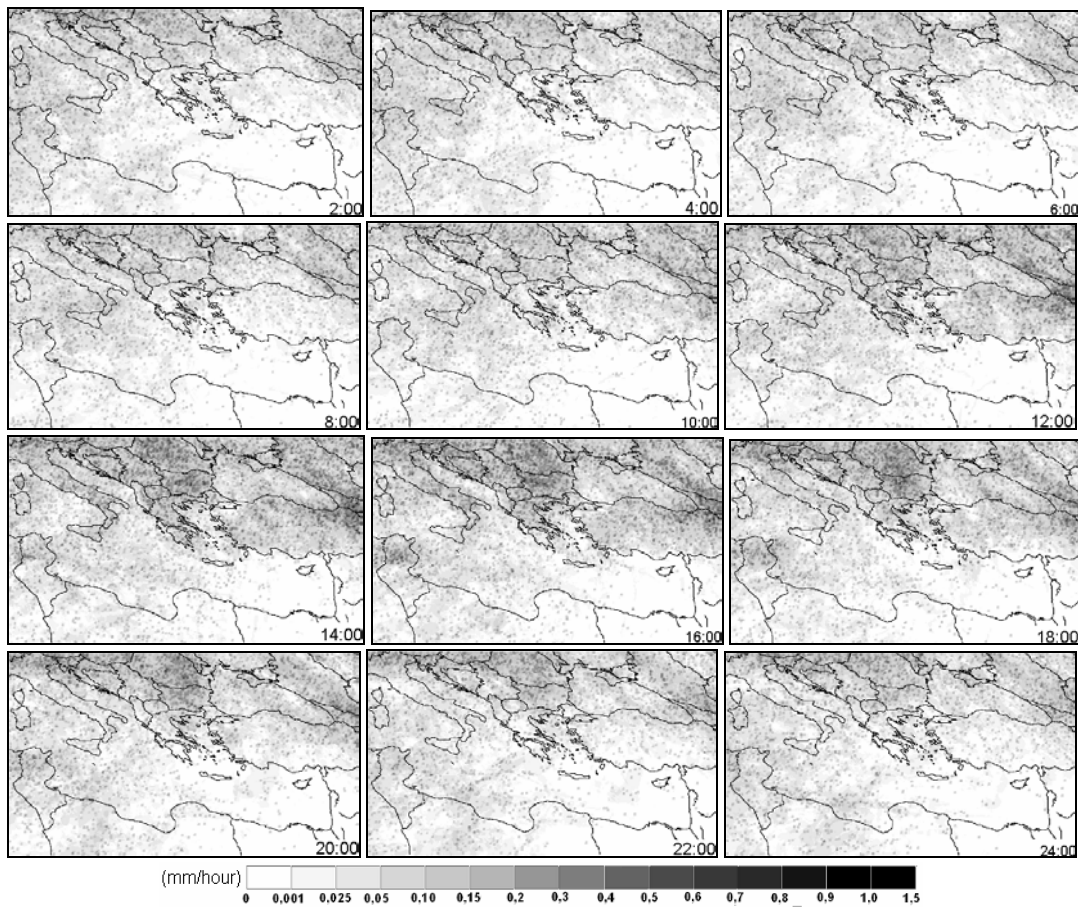
Σχήμα 2. Διαγράμματα διασποράς της μέσης χωρικής εποχιακής και ετήσιας βροχόπτωσης για το 2005 σε πλέγμα  $1^\circ \times 1^\circ$  μεταξύ των δεδομένων του GPCC και των αντίστοιχων εκτιμήσεων της μεθόδου CST.



Σχήμα 3. Η χωρική κατανομή της αθροιστικής βροχόπτωσης για το καλοκαίρι και την άνοιξη του 2005, όπως αυτή προέκυψε με την εφαρμογή της βαθμονομημένης CST.



Σχήμα 4. Η γεωγραφική διανομή της αθροιστικής βροχόπτωσης για το καλοκαίρι και την άνοιξη 2005 με βάση τις εκτιμήσεις της βαθμονομημένης CST και τις επίγειες μετρήσεις (GPCC) σε πλέγμα  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ .



Σχήμα 5. Η μέση βροχόπτωση ανά δυο ώρες για την περίοδο Μαΐου-Αυγούστου 2005 όπως προέκυψε με την εφαρμογή του βαθμονομημένου αλγόριθμου CST.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η εφαρμογή της βαθμονομημένης μεθόδου CST για τη μελέτη του ενδοημερήσιου κύκλου της βροχόπτωσης. Στο Σχήμα 5 παρουσιάζεται ανά δυο ώρες η μέση βροχόπτωση στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου για την περίοδο Μάιος έως Αύγουστος του 2005. Είναι φανερή η ύπαρξη ημερήσιου μέγιστου κατά τις 14:00 UTC σε όλη την ηπειρωτική Ελλάδα, Ιταλία και ιδιαίτερα στην Βουλγαρία και Ρουμανία το οποίο προφανώς έχει θερμικά αίτια.

#### 4. Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία παρουσιάστηκε η διαδικασία επαναβαθμονόμησης της CST για την περιοχή της Μεσογείου με τη χρήση μετρήσεων βροχόπτωσης από το PR του δορυφόρου TRMM. Η εφαρμογή της βαθμονομημένης μεθόδου για την εκτίμηση της χωρικής κατανομής της αθροιστικής μηνιαίας και εποχιακής βροχόπτωσης στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου έδειξε ότι η μέθοδος αυτή μπορεί να αναπαραστήσει με πάρα πολύ καλά αποτελέσματα τη χωρική μεταβλητότητα της αθροιστικής βροχόπτωσης του καλοκαιριού στην Ελλάδα, ιδιαίτερα αν οι εκτιμήσεις ολοκληρωθούν επιφανειακά. Κοινό χαρακτηριστικό της εξεταζόμενης τεχνικής είναι η υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης στην περιοχή της Ελλάδας σε όλες τις εποχές του έτους πλην του καλοκαιριού. Αν και το πεδίο της βροχόπτωσης αναπαρίσταται εξίσου καλά και για την περίοδο της άνοιξης, εμφανίζεται σημαντική υπερεκτίμηση στα αποτελέσματα η οποία πρέπει να λαμβάνεται υπόψη.

Η απόδοση της μεθόδου για το φθινόπωρο είναι ικανοποιητική αλλά η βροχόπτωση εξακολουθεί να υπερεκτιμάται. Αντιθέτως, τα αποτελέσματα της σύγκρισης για το χειμώνα είναι απογοητευτικά. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στην παρουσία πυκνών μεσαίων έως υψηλών στρωματόμορφων νεφών, τα οποία συνοδεύουν τη διέλευση των μετώπων στη περιοχή των μέσων πλατών κατά τη χειμερινή περίοδο και τα οποία λόγω των χαμηλών θερμοκρασιών λαμπρότητας των κορυφών τους θεωρούνται από την τεχνική CST ως βροχοφόρα, αν και στην πραγματικότητα δεν είναι. Στην περίπτωση αυτή εντοπίζονται στα στρώματα αυτά των νεφών αρκετά ελάχιστα θερμοκρασίας τα οποία περνούν τον έλεγχο και χαρακτηρίζονται λανθασμένα ως κορυφές νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης. Καθώς η τεχνική CST έχει σχεδιαστεί για τον υπολογισμό της βροχόπτωσης σε μεμονωμένα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, η μέθοδος αυτή βρίσκει τέλεια εφαρμογή στην περιοχή της Μεσογείου κατά τη θερμή περίοδο του έτους κατά την οποία η θερμοδυναμική αστάθεια της ατμόσφαιρας δημιουργεί τις συνθήκες για την ανάπτυξη νεφών με αυτού του είδους τα χαρακτηριστικά.

Τέλος, θα πρέπει να σημειωθεί ότι το πλεονέκτημα της εφαρμογής της δορυφορικής αυτής τεχνικής υπολογισμού της βροχόπτωσης έγκειται στην αναπαράσταση της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης ως συνεχές πεδίο στο χώρο, με υψηλή χωρική ανάλυση και μεγάλη χωρική κάλυψη, στοιχεία που αποτελούν σημαντικό πλεονέκτημα σε σχέση με τις επίγειες καταγραφές για περιοχές με απότομη ορογραφία και εναλλαγές ξηράς-θάλασσας όπως η λεκάνη της Μεσογείου.

#### Βιβλιογραφία

- Adler R.F., Negri A.J., 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 27 (1), 30-51.
- Negri A.J., Adler R.F., Xu L., 2002: A TRMM calibrated rainfall algorithm applied over Brazil. *J. Geophys. Res.*, 107, 8048-8062.
- Negri A.J., Adler R.F., Xu L. 2003: A TRMM-calibrated infrared technique for global rainfall estimation. In: Proceedings of 12<sup>th</sup> Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, 9-13 February 2003, Long Beach, CA, USA.