



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΠΑΤΡΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΦΥΣΙΚΗΣ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

**Ομογενοποίηση κλιματικών χρονοσειρών της Ελλάδας και
χωρική ανάλυση ομογενοποιημένων δεδομένων
θερμοκρασίας**

Διδακτορική Διατριβή της

ΑΝΝΑΣ ΜΑΜΑΡΑ

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

**Αθανάσιος Α. Αργυρίου, Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών (Επιβλέπων)
Ανδρέας Καζαντζίδης, Αναπληρωτής Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών
Βασίλειος Λουκόπουλος, Επίκουρος Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών**

ΠΑΤΡΑ, 2015

Στους γονείς μου, Χαρίκλεια & Γεώργιο
το σύζυγό μου Θανάση και τα παιδιά μου,
Αγγελίνα και Μάρα

ΕΠΤΑΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Αργυρίου Αθανάσιος, Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών (επιβλέπων)

Δεληγιώργη Δέσποινα, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Ε.Κ.Π.Α

Καζαντζίδης Ανδρέας, Αναπληρωτής Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών (μέλος 3-μελούς)

Κιουτσιούκης Ιωάννης, Λέκτορας Πανεπιστημίου Πατρών

Λουκόπουλος Βασίλειος, Επίκουρος Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών (μέλος 3-μελούς)

Νάστος Παναγιώτης, Καθηγητής Ε.Κ.Π.Α

Φλόκα Έλενα, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Ε.Κ.Π.Α

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή έχει τίτλο «Ομογενοποίηση κλιματικών χρονοσειρών της Ελλάδας και χωρική ανάλυση ομογενοποιημένων δεδομένων θερμοκρασίας» και εκπονήθηκε στον Τομέα Εφαρμοσμένης Φυσικής του Τμήματος Φυσικής, του Πανεπιστημίου Πατρών, κατά τη χρονική περίοδο 2010-2015. Αυτή η ερευνητική εργασία δε θα είχε ευδοκιμήσει χωρίς την υποστήριξη και τη συμπαράσταση, ηθική και ουσιαστική, αρκετών ατόμων. Πρωτίστως, θα ήθελα να ευχαριστήσω διπλά την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία για την παροχή των δεδομένων, αλλά και για τη δυνατότητα που μου δίνει να εργάζομαι τα τελευταία 14 χρόνια στους κόλπους της, γεγονός καταλυτικής σημασίας στην ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής.

Επίσης ξεχωριστά, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον επιβλέποντα Καθηγητή αυτής της διδακτορικής διατριβής, Πρόεδρο του Τμήματος Φυσικής και Διευθυντή του Εργαστηρίου Φυσικής της Ατμόσφαιρας, κ. Αθανάσιο Α. Αργυρίου αφενός για την ευκαιρία που μου έδωσε να εκπονήσω αυτήν την έρευνα, αφετέρου για την εμπιστοσύνη που έδειξε στο πρόσωπό μου καθ' όλη τη διάρκεια της διατριβής. Τον ευχαριστώ ακόμη θερμά, για την καθοδήγηση που μου προσέφερε, τόσο στο δρόμο της έρευνας και της γνώσης, όσο και στο δρόμο του ήθους και της ανθρωπιάς. Δίχως την ανιδιοτελή του μέριμνα, την αδιάκοπη φροντίδα, την κατανόηση και τη συνεχή υποστήριξή του, η προσπάθεια αυτή δε θα είχε τελεσφορήσει.

Ευχαριστώ ιδιαιτέρως τον συνάδελφό και φίλο, Διευθυντή της ΕΜΥ, κ. Μανώλη Αναδρανιστάκη, για την παρότρυνση και ενθάρρυνση να ασχοληθώ με ένα τόσο ενδιαφέρον θέμα, για την ουσιαστική συνεισφορά του σε όλα τα στάδια της μελέτης μου, καθώς και για τις στοχευμένες παρατηρήσεις του. Η συμβολή του στην ολοκλήρωση της διατριβής υπήρξε καθοριστική. Δε θα μπορούσα να παραλείψω να ευχαριστήσω τους κυρίους Tamas Szentimrey, Tamas Kovacs, Jose Guijarro, Peter Domonkos, Olivier Mestre, Enric Aguillar, Αντώνη Μπεζέ και κα. Zita Bihari για την πολύτιμη βοήθειά τους και για τις χρήσιμες συμβουλές που πάντοτε μου προσέφεραν απλόχερα. Ακόμη, θερμές ευχαριστίες οφείλω, στα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής, στην κα. Δεληγιώργη Δέσποινα, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια του Ε.Κ.Π.Α, στον κ. Καζαντζίδη Ανδρέα Αναπληρωτή Καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών, στον κ. Κιουτσιούκη Ιωάννη Λέκτορα του Πανεπιστημίου Πατρών, στον κ. Λουκόπουλο Βασίλειο Επίκουρο Καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών, στον κ. Νάστο Παναγιώτη Καθηγητή του Ε.Κ.Π.Α και στην κα. Φλόκα Έλενα Αναπληρώτρια Καθηγήτρια του Ε.Κ.Π.Α για την τιμή που μου έκαναν να συμμετέχουν στην εξεταστική

επιτροπή και για το χρόνο που προθύμως διέθεσαν. Παράλληλα θα ήθελα να ευχαριστήσω, θερμά τους αδελφικούς μου φίλους κ. Αντώνη Μασωνίδη και κα. Αναστασία Λιναρδή για το ειλικρινές τους ενδιαφέρον και για την ανυπολόγιστη ηθική και ψυχολογική συμπαράσταση. Ευχαριστώ επίσης τον αδελφό μου κ. Αθανάσιο Μαμάρα για την τεχνική υποστήριξη όλα αυτά τα χρόνια.

Αμέριστη ευγνωμοσύνη αξίζουν οι γονείς μου Χαρίκλεια και Γεώργιος, αφενός για την ενθάρρυνση να συνεχίσω τις σπουδές μου, αφετέρου για τις θυσίες τους και για τις απαραίτητες συνθήκες που μου εξασφάλισαν προκειμένου να έρθει σε πέρας αυτή η προσπάθεια. Τέλος, τον σύζυγό και συνοδοιπόρο της ζωής μου Θανάση Ματράγκα, καθώς και τις πολυαγαπημένες μου κόρες Αγγελίνα και Μάρα, ευχαριστώ για την απεριόριστη υπομονή που επέδειξαν, την κατανόηση για τις ώρες που έλειπα από κοντά τους και για τη μεγάλη τους αγάπη. Το λιγότερο που τους οφείλω είναι ευχαριστώ.

Άννα Μαμάρα

Αθήνα, 21 Σεπτεμβρίου 2015

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΠΤΑΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ	III
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	V
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ	1
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	7
Διάρθρωση Διατριβής	9
Δημοσιεύσεις	13
Εργασίες σε Διεθνή Περιοδικά με Κριτές	13
Ανακοινώσεις σε Εθνικά και Διεθνή Συνέδρια με Κριτές	13
PREFACE	15
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ	17
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ	21
ΣΥΝΤΟΜΟΓΡΑΦΙΕΣ	29
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	31
1.1 Κίνητρα	31
1.2 Σκοπός	37
2. ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΗΓΕΣ ΑΝΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΩΝ	41
2.1 Γενικά περί Ομογενοποίησης	41
2.2 Πηγές Ανομοιογενειών	44
2.2.1 Γενικές Απαιτήσεις Εγκατάστασης ενός Μετεωρολογικού Σταθμού	44
2.2.2 Άλλαγές στα Μετεωρολογικά Όργανα	49
2.2.3 Άλλαγές στις Συνθήκες Παρατήρησης	50
2.2.4 Αστικοποίηση και Άλλαγές στις Χρήσεις Γης	51
2.2.5 Μετακίνηση Μετεωρολογικών Σταθμών	53
3. ΔΕΔΟΜΕΝΑ	55
3.1 Δεδομένα Θεμοκρασιας Αέρα	55
3.2 Δεδομένα Υετού	60

3.3	Μεταδεδομένα (Metadata).....	65
3.3.1	Γενικά.....	65
3.3.2	Μεταδεδομένα Μετεωρολογικών Σταθμών ΕΜΥ.....	70
4.	ΚΛΙΜΑ, ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ	75
5.	ΜΕΘΟΔΟΙ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ	85
5.1	Διάφορες Τεχνικές Ομογενοποίησης.....	86
5.1.1	Υποκειμενικές Μέθοδοι	86
5.1.2	von Neumann Ratio Test	87
5.1.3	Craddock Test	87
5.1.4	Μέθοδος Stop-Trend.....	88
5.1.5	Pettitt Test	88
5.1.6	Μέθοδος Potter.....	89
5.1.7	Buishand Range Test	90
5.1.8	Standard Normal Homogeneity Test (SNHT).....	90
5.1.9	Μέθοδος Wilcoxon Rank-Sum.....	92
5.1.10	Μέθοδος Two Phase Regression.....	92
5.1.11	Μέθοδος Rank Order Change Point Test	94
5.1.12	Μέθοδος Πολλαπλής Γραμμικής Παλινδρόμησης.....	95
5.1.13	Μέθοδος Caussinus-Mestre	96
5.1.14	Μέθοδος Bayesian	96
5.1.15	Μέθοδος MASH.....	98
5.1.16	Μέθοδος USHCN	98
5.1.17	Μέθοδος ACMANT	98
5.1.18	Μέθοδος CLIMATOL	99
5.1.19	Μέθοδος HOMER	99
5.2	Η Μέθοδος Ομογενοποίησης Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH)	100
5.2.1	Βασικές Αρχές της Μεθόδου MASH.....	100

5.2.2	Μαθηματικό Υπόβαθρο της Μεθόδου MASH	101
5.2.3	Εντοπισμός Σημείων Ρήξης	103
5.2.4	Διόρθωση Μηνιαίων Χρονοσειρών.....	106
5.2.5	Συμπλήρωση Ελλείπουσων Τιμών	106
5.2.6	Σχέση Μεταξύ Μηνιαίων, Εποχικών και Ετήσιων Χρονοσειρών	107
5.2.7	Χρήση Μεταδεδομένων (Metadata)	107
5.2.8	Αξιολόγηση της Ομογενοποίησης.....	108
5.3	Η Μέθοδος Ομογενοποίησης CLIMATOL.....	111
5.3.1	Μαθηματική Προσέγγιση της Μεθόδου CLIMATOL	111
5.3.2	Εκτίμηση Δεδομένων	112
5.3.3	Εντοπισμός Σφαλμάτων και Απότομων Μεταβολών.....	114
5.3.4	Συμπλήρωση Ελλείπουσων Τιμών	115
5.4	Η Μέθοδος Ομογενοποίησης HOMER	116
5.4.1	Βασικές Αρχές της Μεθόδου HOMER	116
5.4.2	Η Μέθοδος PRODIGE.....	117
5.4.2.1	Έλεγχος Pairwise.....	117
5.4.2.2	Δυναμικός προγραμματισμός	118
5.4.2.3	Έλεγχος joint detection	118
5.4.3	Η Μέθοδος ACMANT	119
5.4.4	Η Μέθοδος ANOVA	120
6.	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΤΙΣ ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΕΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ	123
6.1	MASH	124
6.2	CLIMATOL	131
6.3	HOMER	138
7.	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ ΜΗΝΙΑΙΩΝ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ	145
7.1	Σημεία Ρήξης	145
7.2	Αξιολόγηση Ομογενοποίησης	156

7.3	Επίδραση Ομογενοποίησης στις Χρονοσειρές.....	160
7.3.1	Σειρές Αποχών	160
7.3.2	Κανονικές Τιμές	170
7.3.3	Αναθεώρηση της Κλιματικής Κατάταξης κατά Köppen του Ελληνικού χώρου	172
7.4	Ανάλυση Τάσεων, Διακυμάνσεις Μέσης Θερμοκρασίας και Συγκριτικά Αποτελέσματα	173
7.4.1	Αναφορά σε Παλαιότερες Κλιματικές Μελέτες	173
7.4.2	Έλεγχος Mann- Kendall και Μέθοδος Sen.....	177
7.4.3	Μέθοδος CUSUM	178
7.4.4	Διακυμάνσεις της θερμοκρασίας.....	179
7.4.5	Ανάλυση Ετήσιων και Εποχικών Τάσεων Μέσης Θερμοκρασίας	189
7.4.6	Ανάλυση Μηνιαίων Τάσεων Μέσης Θερμοκρασίας.....	209
7.4.7	Επιδράσεις της Ατμοσφαιρικής Κυκλοφορίας στη Μέση Θερμοκρασία.....	211
8.	ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΩΝ ΤΙΜΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ.....	223
8.1	Η Μέθοδος Higher Order Moments (HOM)	224
8.2	Η Μέθοδος Spline Daily Homogenization (SPLIDHOM)	232
9.	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΕ ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΕΣ ΥΕΤΟΥ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....	239
9.1	Αποτελέσματα	240
9.2	Ανάλυση Τάσεων.....	247
10.	ΓΕΩΧΩΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΛΙΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	255
10.1	Μέθοδοι Χωρικής Παρεμβολής	257
10.1.1	Αιτιοκρατικές-Ντετερμινιστικές Μέθοδοι.....	257
10.1.1.1	Η μέθοδος του εγγύτερου γείτονα.....	257
10.1.1.2	Η μέθοδος του τριγωνισμού	258
10.1.1.3	Η μέθοδος της αντίστροφης σταθμισμένης απόστασης (IDW)	259
10.1.1.4	Η πολυωνυμική μέθοδος παρεμβολής	259
10.1.2	Στοχαστικές - Πιθανοθεωρητικές Μέθοδοι	260

10.1.2.1	Η μέθοδος της γραμμικής παλινδρόμησης.....	260
10.1.2.2	Οι γεωστατιστικές μέθοδοι παρεμβολής.....	261
10.1.3	Άλλες Μέθοδοι Παρεμβολής	264
10.1.3.1	Η μέθοδος AURELHY.....	265
10.1.3.2	Η μέθοδος PRISM	265
10.1.3.3	Η μέθοδος MISH	266
10.2	Χαρτογράφηση Μέσης Μηνιαίας Θερμοκρασίας	270
10.2.1	Τοπογραφικές και Γεωγραφικές Παράμετροι.....	270
10.2.1.1	Επιπλέον γεωφυσικές παράμετροι	274
10.2.2	Αποτελέσματα	277
10.2.2.1	Αποτελέσματα μαθηματικής προτυποποίησης	277
10.2.2.2	Αποτελέσματα χωρικής παρεμβολής και χάρτες θερμοκρασίας	284
11.	ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ, ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΕΙΣ.....	295
	Μελλοντικές Κατευθύνσεις.....	300
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α.....		303
	Κρίσιμες Τιμές Ελέγχων Μεθόδων Ομογενοποίησης	303
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ		305

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τις τελευταίες δεκαετίες η μελέτη του κλίματος βρίσκεται στο επίκεντρο του παγκόσμιου ενδιαφέροντος. Μάλιστα σύμφωνα με τα πορίσματα της τέταρτης και πέμπτης έκθεση του IPCC η κλιματική αλλαγή δεν εκδηλώνεται με τον ίδιο τρόπο σε ολόκληρο τον πλανήτη, αλλά είναι συνάρτηση των γεωγραφικών συντεταγμένων του κάθε τόπου, καθώς πολλά οικοσυστήματα επηρεάζονται από τοπικές κλιματικές μεταβολές.

Είναι γεγονός ότι οι μακρόχρονες σειρές μετεωρολογικών παρατηρήσεων από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς καθώς και από σταθμούς ανώτερης ατμόσφαιρας, παρέχουν τις πιο ακριβείς πληροφορίες σχετικά με την ατμόσφαιρα, το περιβάλλον και την πορεία του κλίματος από το παρελθόν έως σήμερα. Οι μετρήσεις αυτών των σταθμών χρησιμοποιούνται είτε για ερευνητικούς σκοπούς με στόχο την ανάλυση του κλίματος, είτε για την υποστήριξη των γενικότερων ανθρώπινων δραστηριοτήτων επ' αφελεία του κοινωνικού συνόλου, όπως για παράδειγμα η κατασκευή ενός αιολικού πάρκου ή ενός υδροηλεκτρικού φράγματος ή ενός ηλιακού χωριού.

Η ευρεία χρησιμότητα αυτών των μετρήσεων επιβάλλει την ανάγκη συλλογής, διάσωσης και διαφύλαξης μετεωρολογικών δεδομένων τα οποία θα είναι υψηλής ποιότητας, αξιόπιστα και ορθά. Ο ποιοτικός έλεγχος των μετεωρολογικών δεδομένων που συλλέγονται καθημερινά από συνοπτικούς σταθμούς και φυλάσσονται σε κλιματικές βάσεις δεδομένων είναι απαραίτητος αλλά όχι αρκετός, καθώς υπάρχουν διάφοροι μη κλιματικοί παράγοντες οι οποίοι επηρεάζουν τις μετρήσεις. Οι κυριότεροι μη κλιματικοί παράγοντες είναι: η μετεγκατάσταση των μετεωρολογικών σταθμών, οι αλλαγές στις συνθήκες κατά τις οποίες μια μετεωρολογική παράμετρος μετριέται, διαβιβάζεται και αποθηκεύεται σε μια κλιματική βάση, οι αλλαγές στη χρήση γης γύρω από έναν μετεωρολογικό σταθμό, η αντικατάσταση μετεωρολογικών οργάνων μέτρησης με άλλα νεότερης τεχνολογίας, οι αλλαγές στον τρόπο υπολογισμού μια κλιματικής παραμέτρου. Όλες αυτές οι αλλαγές εισάγουν ανομοιογένειες στις χρονοσειρές και προκαλούν απότομες ή σταδιακές μεταβολές και τάσεις που φυσικά δεν οφείλονται σε κλιματική αλλαγή. Ως εκ τούτου, καθιστούν τις χρονοσειρές μη αντιροσωπευτικές της πραγματικής κλιματικής διακύμανσης μιας περιοχής. Κατά τη διαδικασία της ομογενοποίησης ανιχνεύονται πιθανά σφάλματα, λάθη και ασυνέχειες τα οποία έχουν υπεισέρθει σε μια κλιματική σειρά και διορθώνονται προκειμένου να προκύψει εν τέλει η χρονοσειρά απαλλαγμένη από τεχνητές, μη κλιματικές τάσεις. Στη μελέτη λοιπόν του κλίματος, η χρήση ομογενοποιημένων χρονοσειρών είναι απαραίτητη, προκειμένου να εξαχθούν ορθά συμπεράσματα.

Έως σήμερα έχουν αναπτυχθεί αρκετές τεχνικές ομογενοποίησης μηνιαίων και ετήσιων χρονοσειρών και λιγότερες ημερήσιων σειρών. Όλες αυτές οι τεχνικές χρησιμοποιούν μαθηματικά και στατιστικά εργαλεία προκειμένου να εντοπίσουν και να διορθώσουν πιθανές ανομοιογένειες. Καμία τεχνική δεν είναι τέλεια, κάθε μια παρουσιάζει πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα. Ωστόσο, η ύπαρξη πολλών διαφορετικών μεθόδων ομογενοποίησης παγκοσμίως, καθώς επίσης και το γεγονός ότι οι κλιματικές σειρές των ελληνικών μετεωρολογικών σταθμών δεν έχουν υποστεί κανενός είδους ομογενοποίηση έως σήμερα, ξεκίνησε την παρούσα έρευνα με σκοπό να εξετάσει τις πιο σύγχρονες μεθόδους ομογενοποίησης, να επιχειρήσει την ομογενοποίηση χρονοσειρών που περιγράφουν τη διακύμανση του κλίματος στην Ελλάδα και να αξιολογήσει τις επιπτώσεις τους.

Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν 52 ημερήσιες και μηνιαίες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας επιλεγμένων μετεωρολογικών σταθμών της EMY για την περίοδο 1960-2004, καθώς επίσης και 69 σειρές μηνιαίου ύψους υετού για την περίοδο 1974-2004. Απώτερος στόχος είναι να αποτελέσουν οι ομογενοποιημένες πλέον σειρές το θεμέλιο για τη δημιουργία του πρώτου σύγχρονου κλιματικού άτλαντα της Ελλάδας, ο οποίος θα μελετά τις κλιματικές τιμές διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων ανά τριακονταετία όπως αυτές ορίζονται από τον WMO (1961-1990, 1971-2000, κ.ο.κ.). Στο πλαίσιο αυτό, πέρα από τη διερεύνηση, εφαρμογή και αξιολόγηση μεθόδων ομογενοποίησης, γίνεται μια ανασκόπηση των μεθόδων χωρικής ανάλυσης που χρησιμοποιούνται για τη χωρική παρεμβολή μετεωρολογικών και κλιματικών παραμέτρων. Επιπλέον, επιχειρείται γεωχωρική ανάλυση των μηνιαίων, ομογενοποιημένων χρονοσειρών μέσης θερμοκρασίας που προέκυψαν από την παρούσα μελέτη. Η γεωχωρική ανάλυση πραγματοποιείται με τη βοήθεια κατάλληλης μεθόδου παρεμβολής και τα αποτελέσματα που προκύπτουν αξιολογούνται. Τέλος, παρέχονται υψηλής ανάλυσης χάρτες της μέσης θερμοκρασίας ανά μήνα για την τριακονταετία 1971-2000.

Η ιδέα αυτής της διατριβής προέκυψε κατά τη συμμετοχή τόσο της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας όσο και του Εργαστηρίου Φυσικής της Ατμόσφαιρας του Πανεπιστημίου Πατρών στη δράση COST - ES0601 "Advances in homogenization methods of climate series: an integrated approach HOME".

Λέξεις Κλειδιά

Θερμοκρασία, υετός, ομογενοποίηση, κλιματικές τάσεις, κλιματική αλλαγή, γεωχωρική ανάλυση, χωρική παρεμβολή.

ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή αποτελείται από έντεκα κεφάλαια. Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα κίνητρα που οδήγησαν στην πραγματοποίηση της παρούσας έρευνας, ο σκοπός της και το αντικείμενο μελέτης.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται μια εισαγωγή στην έννοια της ομογενοποίησης και περιγράφεται σε γενικές γραμμές η φιλοσοφία των μεθόδων ομογενοποίησης κλιματικών σειρών. Επιπροσθέτως, περιγράφονται οι συνήθεις αιτίες που προκαλούν ανομοιογένειες σε μια κλιματική χρονοσειρά.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν περιγράφονται στο τρίτο κεφάλαιο. Στα δεδομένα περιλαμβάνονται μακρόχρονες σειρές κλιματικών δεδομένων θερμοκρασίας και υετού από ένα μεγάλο δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών το οποίο ανήκει στην Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (ΕΜΥ). Δίνονται πληροφορίες για την ταυτότητα των σταθμών που χρησιμοποιούνται, για τη γεωγραφική τους θέση, το υψόμετρό τους και την περίοδο λειτουργίας τους. Τα δεδομένα θερμοκρασίας που χρησιμοποιήθηκαν καλύπτουν την περίοδο 1960-2004 (45-έτη), ενώ τα δεδομένα υετού την περίοδο 1974-2004 (30-έτη). Στο ίδιο κεφάλαιο αιτιολογείται η χρησιμότητα των ποιοτικών δεδομένων-μεταδεδομένων (metadata) των σταθμών στη διαδικασία της ομογενοποίησης και αναφέρονται τα διαθέσιμα μεταδεδομένα των υπό εξέταση σταθμών τα οποία διατηρούνται στην ΕΜΥ και χρησιμοποιούνται στην παρούσα μελέτη.

Στο τέταρτο κεφάλαιο δίνονται ο ορισμός του κλίματος και οι παράγοντες που διαμορφώνουν το κλίμα κάθε περιοχής και αναφέρεται η γενική διάκριση των κλιμάτων της Γης. Επίσης, περιγράφονται αναλυτικά το κλίμα και τα γενικά κλιματικά χαρακτηριστικά της Ελλάδας και επιχειρείται η ταξινόμηση των μετεωρολογικών σταθμών, οι σειρές των οποίων ελέγχονται στην παρούσα διατριβή ως προς την ομοιογένεια τους, σε περιοχές με παρόμοια κλιματικά χαρακτηριστικά, δηλαδή σε κλιματικά ομογενείς περιοχές. Στη συνέχεια η ομογενοποίηση που εφαρμόζεται εκτελείται σε κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά.

Το πέμπτο κεφάλαιο αναλύει τις διάφορες τεχνικές ομογενοποίησης που χρησιμοποιούνται για την ομογενοποίηση μηνιαίων ή ετήσιων κλιματικών σειρών, περιγράφει το μαθηματικό τους υπόβαθρο και τη φιλοσοφία τους. Γίνεται εκτενής αναφορά σε τρεις διαφορετικές μεθόδους ομογενοποίησης κλιματικών χρονοσειρών που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα έρευνα α) Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH), β) CLIMATOL και γ) Homogenization software in R (HOMER). Περιγράφονται το

θεωρητικό κομμάτι της κάθε μεθόδου, ο τρόπος με τον οποίο ανιχνεύονται οι πιθανές ανομοιογένειες σε μια κλιματική σειρά και ο τρόπος με τον οποίο διορθώνονται οι μη-ομοιογενείς χρονοσειρές.

Στο έκτο κεφάλαιο μας απασχολεί η εφαρμογή των τριών μεθόδων ομογενοποίησης στις κλιματικές σειρές των ελληνικών μετεωρολογικών σταθμών. Για το σκοπό αυτό περιγράφεται η εφαρμογή της κάθε μεθόδου χρησιμοποιώντας για παράδειγμα τις μηνιαίες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας πέντε σταθμών του Ανατολικού Αιγαίου.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών μέσης θερμοκρασίας για την περίοδο 1960-2004 (45-έτη) περιλαμβάνονται στο έβδομο κεφάλαιο. Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται οι ανομοιογένειες οι οποίες εντοπίστηκαν για κάθε σταθμό από κάθε μέθοδο ξεχωριστά. Παρέχονται επίσης γραφήματα συγκριτικών αποτελεσμάτων των τριών μεθόδων, ενώ αξιολογούνται όλες οι μέθοδοι ομογενοποίησης. Ακολούθως, με τη βοήθεια των σειρών αποχών και των κανονικών τιμών αποτιμούνται οι επιπτώσεις της ομογενοποίησης στις χρονοσειρές. Ακόμη, εξετάζονται οι θερμοκρασιακές μεταβολές σε κάθε κλιματική περιοχή χρησιμοποιώντας τα αθροιστικά διαγράμματα CUSUM. Τελευταίο τμήμα αυτού του κεφαλαίου αποτελεί η εκτίμηση των ετήσιων, εποχικών και μηνιαίων τάσεων θερμοκρασίας με βάση τα ομογενοποιημένα δεδομένα. Ωστόσο, πέρα από απλή εκτίμηση των τάσεων, γίνεται ανασκόπηση σε όλες τις κλιματικές μελέτες που έχουν διεξαχθεί έως σήμερα και πραγματεύονται τάσεις θερμοκρασίας και επιχειρείται σύγκριση των δικών μας αποτελεσμάτων με αυτές. Διερευνάται επίσης αν οι θερμοκρασιακές τάσεις με βάση τα ομογενοποιημένα δεδομένα στην Ελλάδα και σε κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά ακολουθούν αυτές του Βορείου Ημισφαιρίου. Τέλος, μελετάται η επίδραση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στη μέση θερμοκρασία.

Πέρα από την ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών μέσης θερμοκρασίας, αντικείμενο της παρούσας έρευνας αποτέλεσε και η ομογενοποίηση των ημερήσιων τιμών μέσης θερμοκρασίας. Συνήθως η ομογενοποίηση των ημερήσιων τιμών λαμβάνει χώρα έπειτα από εκείνη των μηνιαίων τιμών και χρησιμοποιούνται οι ανομοιογένειες που ευρέθησαν στις μηνιαίες σειρές προκειμένου να προσαρμοστούν οι ημερήσιες. Για την ομογενοποίηση των ημερήσιων χρονοσειρών θερμοκρασίας χρησιμοποιήθηκαν δύο μέθοδοι: α) Higher Order Moments (HOM) και β) Spline Daily Homogenization (SPLIDHOM). Ο τρόπος με το οποίο κάθε μέθοδος προσάρμοσε τις ημερήσιες τιμές μέσης θερμοκρασίας

για την περίοδο των 45 ετών (1960-2004) περιγράφεται με τη βοήθεια παραδειγμάτων στο όγδοο κεφάλαιο.

Το ένατο κεφάλαιο είναι αφιερωμένο στην ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών υετού. Επειδή ο υετός είναι γενικά μια μετεωρολογική παράμετρος που δεν μπορεί εύκολα να ομογενοποιηθεί καθώς είναι ευαίσθητη στη μορφολογία του εδάφους, μικρύναμε την περίοδο μελέτης, από 45 έτη που είχαμε στην περίπτωση της θερμοκρασίας σε 30 έτη (1974-2004), προκειμένου να χρησιμοποιηθούν όσο το δυνατόν περισσότεροι μετεωρολογικοί σταθμοί. Εφαρμόζονται και πάλι τρεις διαφορετικές μέθοδοι ομογενοποίησης και αναλύονται τα αποτελέσματα.

Το δέκατο κεφάλαιο, αφορά τη γεωχωρική ανάλυση και παρεμβολή των μηνιαίων ομογενοποιημένων χρονοσειρών μέσης θερμοκρασίας. Γίνεται πρώτα μια βιβλιογραφική ανασκόπηση των διαφόρων μεθόδων χωρικής ανάλυσης που υπάρχουν και χρησιμοποιούνται στη χωρική παρεμβολή των μετεωρολογικών παραμέτρων. Κατόπιν αιτιολογείται η επιλογή της μεθόδου MISH που χρησιμοποιήθηκε για τη γεωχωρική ανάλυση των ομογενοποιημένων χρονοσειρών μέσης θερμοκρασίας και περιγράφεται αναλυτικά το θεωρητικό της υπόβαθρο. Ακολούθως, αναλύονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα της γεωχωρικής ανάλυσης και στο τέλος παρουσιάζονται ανά μήνα χάρτες υψηλής ανάλυσης της μέσης θερμοκρασίας για την τριακονταετία 1971-2000.

Τέλος, στο ενδέκατο κεφάλαιο γίνεται μια ανακεφαλαίωση, αναφέρονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την ομογενοποίηση και τη γεωχωρική ανάλυση των κλιματικών σειρών και δίνονται οι μελλοντικές μας κατευθύνσεις.

ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ

Ακολουθεί κατάλογος των δημοσιεύσεων που προέκυψαν κατά την υλοποίηση της διατριβής, καθώς και συμπληρωματικό συγγραφικό και ερευνητικό έργο.

ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΣΕ ΔΙΕΘΝΗ ΠΕΡΙΟΔΙΚΑ ΜΕ ΚΡΙΤΕΣ

Mamara A, Argiriou AA, Anadranistakis M. 2013. Homogenization of mean monthly temperature time series of Greece. International Journal of Climatology, 33: 2649–2666.
DOI: 10.1002/joc.3614.

Mamara A, Argiriou AA, Anadranistakis M. 2014. Detection and correction of inhomogeneities in Greek climate temperature series. International Journal of Climatology, 34: 3024–3043. DOI: 10.1002/joc.3888.

Mamara A, Argiriou AA, Anadranistakis M. 2015a. Recent Trend Analysis of Mean Air Temperature in Greece Based on Homogenized Data. Theoretical and Applied Climatology. DOI:10.1007/s00704-015-1592-x.

Mamara A, Anadranistakis M, Argiriou AA, Szentimrey T, Kovacs T, Bezes A, Bihari Z. 2015b. Very High Resolution Air Temperature Surfaces for Greece and for the Normal Period 1971-2000. Meteorological Applications. (submitted).

ΑΝΑΚΟΙΝΩΣΕΙΣ ΣΕ ΕΘΝΙΚΑ ΚΑΙ ΔΙΕΘΝΗ ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΜΕ ΚΡΙΤΕΣ

Mamara A, Argiriou AA, Anadranistakis E. 2010. Homogenization of Series of Mean Temperature for the Eastern Aegean Region. 10th International Conference on Meteorology-Climatology and Atmospheric Physics (COMECA 2010), Patras, Greece, 25-28 May.

Mamara A, Argiriou AA, Anadranistakis E. 2014. Homogenization of Greek Climate Temperature Series. 12th International Conference on Meteorology-Climatology and Atmospheric Physics (COMECP 2014), Volume 2, page 173-177, Heraklion, Crete, Greece, 28-31 May.

Maria-Chara Karypidou, Anna Mamara, Manolis Anadranistakis, Phaedon Kyriakidis. 2015. Spatial distribution of mean monthly temperature for Greece, using deterministic and geostatistical spatial interpolation methods. Royal Meteorological Society's Student Conference, University of Birmingham, UK, 1-3 July.

PREFACE

In the recent years climate variability and climate change are in the epicenter of global interest following assessments that most of the temperature change observed over the last fifty years can be attributed to anthropogenic impacts (IPCC, 2007). According to the fourth and fifth Assessment Report (IPCC, 2007) the climate change is already affecting the planet and society. Changes are being felt in natural ecosystems but are not happening uniformly. Some areas have already seen the greatest warming, and will continue to warm more rapidly than others. On the other hand, some areas may actually get a bit cooler for a while.

It is well known that the long term time series of climate observations measured at synoptic and upper air meteorological stations provide one of the most accurate records of weather and climate evolution from past to date. These data are used either for research purposes, either to support general human activities for the benefit of society, such as the construction of a wind park or a hydroelectric dam or a solar village.

The broad utility of these measurements require the need to collect, rescue and distribute high quality, reliable and correct meteorological data. The quality control procedure of the meteorological data collected daily from synoptic stations and stored in climate databases is necessary but not sufficient, since there are a number of non-climatic factors that affect measurements of climatic parameters. The major non-climatic factors are: station relocations, changes in the instrumentation and recalibrations, new formulae used to calculate climate parameters (e.g. mean temperature), changes in land use, and changes in observation practices. All of these changes introduce inhomogeneities in time series and cause sudden or gradual changes and trends that are not attributed to climate change. Therefore, making the time series non-representative of actual climate variation of a region. In practice, inhomogeneities are hardly ever avoided, because the meteorological station networks are constantly changing. Thus in order to draw sound conclusions about the climate, homogenized data series are required. The aim of the homogenization procedures is to detect the inhomogeneities and produce time series free from artificial, non-climatic trends.

A myriad of methods have been developed so far in order to detect inhomogeneities on yearly and monthly time series and fewer for the daily series. All of these methods use mathematical and statistical tools in order to identify and correct possible inhomogeneities. None of these methods is perfect, each one having advantages and disadvantages. However,

the existence of many homogenization methods worldwide, as well as the fact that the climate time series of Greek meteorological stations have not undergone any homogenization, inspired us the idea to compare the most modern homogenization methods, detect eventual inhomogeneities, correct them and assess the impacts on the weather time series.

For this purpose, 52 daily and monthly mean temperature time series belonging at the HNMS and covering the period 1960-2004, as well as 69 sets of monthly precipitation data for the period 1974-2004 were used. The ultimate goal is to provide high quality homogenized data series that will be used for creating the first modern climatic atlas of Greece. Thus, apart from the investigation, implementation and evaluation of homogenization methods, this work provides an overview of the existing methods of spatial analysis and interpolation of climate data and attempts the geospatial analysis of monthly, homogenized mean temperature time series. Finally, very high resolution monthly mean air temperature climatology for the Greek area is provided for the normal period 1971 to 2000.

The reason that we were constrained to limit our analysis up to 2004 is that there are serious problems with the data after that date that we cannot ignore. The problem arises from the fact that there are important data gaps for the period 2005 to 2009, due to a database corruption during the transfer of the data from an old server to a new one. Many of these missing data are available in hard copy, but had not been re-digitized and entered in the database when this study started. For example, for the Aegean Sea area, there are data available for only one out of 18 of the stations available stations. If this important gap did not exist we would already have homogenized the time series up to 2013 (we performed this work in 2014) and study the trends for an even longer period. Unfortunately the current situation does not allow us to do so. Another reason for which we limited our study up to the year 2004, is that since 2005 and until this time, no quality control has been applied on the time series provided by the stations of the HNMS.

The idea of this thesis stemmed from the participation of both the Hellenic National Meteorological Service and the Laboratory of Atmospheric Physics of the University of Patras to the COST - ES0601 action "Advances in homogenization methods of climate series: an integrated approach HOME".

Keywords

Temperature, precipitation, homogenization, climate trends, climate change, geospatial analysis, spatial interpolation.

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών που επιλέξαμε να ομογενοποιηθούν οι χρονοσειρές μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας.....	57
ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών που επιλέξαμε να ομογενοποιηθούν οι χρονοσειρές μηνιαίου ύψους υετού.....	62
ΠΙΝΑΚΑΣ 3.3 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών των οποίων ενοποιήσαμε τις χρονοσειρές θερμοκρασίας.....	71
ΠΙΝΑΚΑΣ 3.4 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών των οποίων ενοποιήσαμε τις χρονοσειρές υετού.....	72
ΠΙΝΑΚΑΣ 3.5 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών που μετακινήθηκαν αλλά οι χρονοσειρές ήταν ήδη ενοποιημένες.....	73
ΠΙΝΑΚΑΣ 3.6 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών που λειτούργησαν με διαφορετικό καθεστώς.....	73
ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1 : Κριτήρια κλιματικής ταξινόμησης κατά Köppen.....	79
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.1 : Σημεία ρήξης και ακραίες τιμές θερμοκρασίας που εντοπίστηκαν με τη μέθοδο HOMER, MASH και CLIMATOL. Τα έντονα γράμματα δείχνουν το έτος για το οποίο εντοπίστηκε σημείο ρήξης το οποίο δικαιολογείται από τα διαθέσιμα μεταδεδομένα και τα κόκκινα γράμματα αντιστοιχούν στις ακραίες-παράτυπες τιμές.....	146
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.2 : Ανάλυση κυρίων συνιστωσών στις αρχικές και στις ομογενοποιημένες ετήσιες χρονοσειρές.....	159
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.3 : Μέσες τιμές ετήσιας και εποχικής θερμοκρασίας ($^{\circ}$ C) της περιόδου 1960-2004 για κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά και για ολόκληρη τη χώρα, οι τυπικές αποκλίσεις και οι συντελεστές μεταβλητότητας.....	181
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.4 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen ($^{\circ}$ C/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90%, * για 95%, ** για 99 %, *** για 99,9%) των ομογενοποιημένων ετήσιων και εποχικών σειρών θερμοκρασίας της περιόδου 1960-2004.....	191
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.5 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen ($^{\circ}$ C/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, *** για 99,9 %) των ομογενοποιημένων ετήσιων σειρών θερμοκρασίας των περιόδων 1960-1976 και 1976-2004	203
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.6 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen ($^{\circ}$ C/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, *** για 99,9 %) των	

ομογενοποιημένων εποχικών σειρών θερμοκρασίας τις περιόδους 1960-1976 και 1976-2004	204
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.7 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (°C/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, *** για 99,9 %) των ομογενοποιημένων ετήσιων και εποχικών σειρών θερμοκρασίας επιλεγμένων σταθμών την περίοδο 1976-2000.....	205
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.8 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (°C/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, *** για 99,9 %) των ομογενοποιημένων ετήσιων και εποχικών σειρών θερμοκρασίας σε κάθε κλιματική περιοχή, σε ολόκληρη τη χώρα, στο Βόρειο Ήμισφαίριο και σε παγκόσμιο επίπεδο.	207
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.9 : Συντελεστές συσχέτισης Pearson μεταξύ μέσης θερμοκρασίας και ατμοσφαιρικών δεικτών τηλεσύνδεσης NAOI, AOI, MOI, NCPI για την περίοδο 1960-2004. Οι έντονες τιμές δείχνουν τις στατιστικά σημαντικές συσχετίσεις σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %.....	214
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.10 : Ψυχρότεροι και θερμότεροι χειμώνες ανά κλιματική περιοχή και φάσεις των δεικτών τηλεσύνδεσης.....	217
ΠΙΝΑΚΑΣ 9.1 : Σημεία ρήξης υετού που εντοπίστηκαν από τις μεθόδους HOMER, MASH και ACMANT. Στην παρένθεση δίνεται ο λόγος προσαρμογής των ετήσιων σειρών (ομογενοποιημένη/αρχική χρονοσειρά) και με κόκκινα γράμματα δίνονται οι ακραίες-παράτυπες τιμές.	241
ΠΙΝΑΚΑΣ 9.2 : Σημεία ρήξης υετού που εντοπίστηκαν από τις μεθόδους HOMER, MASH και ACMANT (συνέχεια).	242
ΠΙΝΑΚΑΣ 9.3 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (mm/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, *** για 99,9 %) των αρχικών και ομογενοποιημένων ετήσιων και εξάμηνων σειρών υετού ανά περιοχή της περιόδου 1974-2004.....	248
ΠΙΝΑΚΑΣ 9.4 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (mm/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, *** για 99,9 %) των αρχικών και ομογενοποιημένων ετήσιων σειρών υετού ανά σταθμό της περιόδου 1974-2004.....	250
ΠΙΝΑΚΑΣ 9.5 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (mm/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, *** για 99,9 %) των	

αρχικών και ομογενοποιημένων σειρών υετού υγρού εξαμήνου (Οκτώβριος-Μάρτιος)	252
ανά σταθμό της περιόδου 1974-2004.	252
ΠΙΝΑΚΑΣ 9.6 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (mm/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, *** για 99,9 %) των αρχικών και ομογενοποιημένων σειρών υετού ξηρού εξαμήνου (Απρίλιος-Σεπτέμβριος) ανά σταθμό της περιόδου 1974-2004.....	253
ΠΙΝΑΚΑΣ 10.1 : Οι μεταβλητές που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο γραμμικής παλινδρόμησης ανά μήνα.	281
ΠΙΝΑΚΑΣ 10.2 : Στατιστικά αποτελέσματα της παρεμβολής.	285

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

- ΕΙΚΟΝΑ 2.1. Διάταξη ενός μετεωρολογικού σταθμού στο Βόρειο Ημισφαίριο, όπου φαίνονται οι ελάχιστες αποστάσεις μεταξύ των μετεωρολογικών οργάνων (WMO, 1989). 47
- ΕΙΚΟΝΑ 2.2. Τύποι Διαφόρων Αισθητήρων Θερμομέτρου. (Α) Σουηδικό με στέγαστρο, (Β) Δανέζικο με καφασωτό κάλυμμα στερεωμένο σε ξύλινο φράχτη, (Γ) Δανέζικο με κάλυμμα τύπου Stevenson, δημιουργήθηκε το Δεύτερο Παγκόσμιο Πόλεμο, (Δ) Αισθητήρας της Vaisala, τύπος DTR 13 (Nordli et al., 1997)..... 49
- ΕΙΚΟΝΑ 2.3. Αριστερά: Δύο τύποι οργάνων για τη μέτρηση της ηλιοφάνειας: Campbell-Stokes αυτογραφικό όργανο και Ηαεννί αισθητήρας από αυτόματο μετεωρολογικό σταθμό. Δεξιά: Επιπτώσεις: Χρονοσειρές ηλιοφάνειας (σε ώρες) τον Φεβρουάριο από το Graz-University (υψόμετρο 366 m) από το 1970: Campbell-Stokes (μπλε γραμμή). Με την εισαγωγή του αυτόματου σταθμού το 1989 ο αισθητήρας Ηαεννί εγκαταστάθηκε δίπλα στο αυτογραφικό όργανο Campbell-Stokes (κόκκινη γραμμή), το οποίο τον Φεβρουάριο συστηματικά υπερεκτιμά τη μέτρηση ηλιοφάνειας. Ο αισθητήρας Ηαεννί εισάγει μια αυξημένη τάση στην ηλιοφάνεια κατά 0,45 ώρες το έτος. Πηγή: Κεντρικό Ινστιτούτο Μετεωρολογίας και Γεωδυναμικής, Βιέννη, Αυστρία. (Auer et al., 2001a, Aguilar et al., 2003). 50
- ΕΙΚΟΝΑ 2.4. Γράφημα διαφοράς μεταξύ διαφόρων τύπων υπολογισμού μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας και του μέσου όρου 24 ωριαίων παρατηρήσεων θερμοκρασίας, στον σταθμό Puchberg των Άλπεων της Αυστρίας για την περίοδο 1987-1996. Πηγή: Κεντρικό Ινστιτούτο Μετεωρολογίας και Γεωδυναμικής, Βιέννη, Αυστρία (Auer et al., 2001a, Aguilar et al., 2003). 51
- ΕΙΚΟΝΑ 2.5. Χρονοσειρές μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για την περίοδο 1951-1995. Ο σταθμός που βρίσκεται στην πιο πυκνοκατοικημένη περιοχή παρουσιάζει μια σταθερή θερμοκρασιακή υπεροχή σε σχέση με αυτόν που βρίσκεται σε αγροτική, ενώ η τάση της θερμοκρασίας στο σταθμό που βρίσκεται σε μια αστικά αναπτυσσόμενη περιοχή είναι 0.18°C ανά δεκαετία (Bohm, 1998, Aguilar et al., 2003). 52
- ΕΙΚΟΝΑ 2.6. Χρονοσειρές υετού για τον μήνα Απρίλιο από το σταθμό Pula Monte Zaro (Κροατία). Οι μετρήσεις ξεκινούν από το 1871 και έγιναν στην οροφή του κτιρίου της Κεντρικής Υδρογραφικής Υπηρεσίας (κόκκινη γραμμή), ενώ από το 1873 έγιναν παράλληλες μετρήσεις υετού στην αυλή της Υδρογραφικής Υπηρεσίας (πράσινη γραμμή). Η περίοδος παράλληλων μετρήσεων διήρκησε από 1873 έως το 1897. Η μέτρηση της ποσότητας του υετού τον Απρίλιο στην οροφή του κτιρίου παρουσιάζει

έλλειμμα της τάξεως του 35 % σε σύγκριση με αυτή που μετρήθηκε στον περίβολο.	
Πηγή: Jahrbücher der K. K. Central-Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus 1871-1915, Wien, Beiträge zur Hydrographie Österreichs, X. Heft, Lieferung II, Wien and Archivio del Ufficio Centrale di Meteorologiae Geofisica Italiano, Roma (Aguilar et al., 2003).....	53
EIKONA 5.1. Η απόκλιση ελαχιστοποιείται με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων (παλινδρόμηση τύπου I αριστερά) και ορθογωνίων ελαχίστων τετραγώνων (παλινδρόμηση τύπου II δεξιά) (User's guide to CLIMATOL http://www.climatol.eu/climatol-guide.pdf).	112
EIKONA 5.2. Διάφορα σχήματα της σταθμιστικής συνάρτησης (User's guide to CLIMATOL http://www.climatol.eu/climatol-guide.pdf).	113
EIKONA 6.1. Κλιματικά ομογενείς περιοχές.....	124
EIKONA 6.2. Παράδειγμα αρχικών σειρών μέσης θερμοκρασίας (°C) του Ιουλίου από τον σταθμό της Μυτιλήνης (667), της Χίου (706), της Σάμου (723), της Κω (742) και της Ρόδου (749). Οι τιμές 999.99 αντιστοιχούν σε ελλείπουσες τιμές θερμοκρασίας.	125
EIKONA 6.3. Παράδειγμα μεταδεδομένων.	126
EIKONA 6.4. Παράδειγμα συμπλήρωσης ελλείπουσων τιμών.	127
EIKONA 6.5. Παράδειγμα στατιστικού ελέγχου στις αρχικές σειρές.	128
EIKONA 6.6. Παράδειγμα ομογενοποίησης.	128
EIKONA 6.7. Σειρές διαφορών μεταξύ υποψήφιου σταθμού και σταθμών αναφοράς και εκτιμώμενη ανομοιογένεια (1977).	129
EIKONA 6.8. Στατιστικοί έλεγχοι πριν (TSB) και μετά την ομογενοποίηση (TSA).	129
EIKONA 6.9. Αρχείο εισόδου στη μέθοδο CLIMATOL, περιέχει τις μηνιαίες τιμές μέσης θερμοκρασίας από όλους τους σταθμούς. Οι κάθετες στήλες αντιστοιχούν στους μήνες και με NA παριστάνονται οι ελλείπουσες τιμές.	131
EIKONA 6.10. Αρχείο εισόδου στη μέθοδο CLIMATOL, περιέχει τις γεωγραφικές συντεταγμένες και το υψόμετρο των σταθμών.	132
EIKONA 6.11. Θηκόγραμμα τιμών μέσης θερμοκρασίας (°C) το Μάιο.....	133
EIKONA 6.12. Σειρές αποχών (°C) της Χίου (αριστερά) και της Κω (δεξιά).....	134
EIKONA 6.13. Μέγιστες τιμές έλεγχου SNHT (tV) όταν ο έλεγχος εφαρμόζεται σε ένα παράθυρο ώρων.....	135
EIKONA 6.14. Μέγιστες τιμές έλεγχου SNHT όταν ο έλεγχος εφαρμόζεται σε ολόκληρη τη χρονοσειρά (αριστερά) και το ιστόγραμμα των τιμών SNHT (δεξιά).	135

EIKONA 6.15. Πάνω γράφημα: Ετήσιες σειρές μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) της Κω, αρχική σειρά (μαύρη γραμμή), ομογενοποιημένη σειρά με βάση το πιο πρόσφατο ομογενές υποδιάστημα 1981-2004 (πράσινη γραμμή), ομογενοποιημένη σειρά με βάση το προηγούμενο ομογενές υποδιάστημα 1960-1981 (κόκκινη γραμμή). Κάτω γράφημα: όροι διόρθωσης ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε ομογενοποιημένη σειρά.	137
EIKONA 6.16. Μηνιαίες σειρές μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) της Μυτιλήνης, οι ελλείπουσες τιμές δηλώνονται με -999.9.	138
EIKONA 6.17. Έλεγχος Pairwise για το σταθμό της Ρόδου, οι τιμές σ πάνω αριστερα αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση του θορύβου.	139
EIKONA 6.18. Πιθανά σημεία ρήξης για το σταθμό της Ρόδου από τον έλεγχο Pairwise στις ετήσιες σειρές (μαύρα τρίγωνα), στις εποχικές του χειμώνα (μπλε) και στις εποχικές του καλοκαιριού (κόκκινα) και από τον έλεγχο joint (πράσινο σύμβολο). Στον κατακόρυφο άξονα δίνεται το εύρος των πιθανών σημείων ρήξης.	141
EIKONA 6.19. Έλεγχος ομογενοποίησης ACMANT.	142
EIKONA 6.20. Τελικός έλεγχος Pairwise στην ομογενοποιημένη σειρά της Ρόδου, η γαλάζια γραμμή απεικονίζει τη θέση του σημείου ρήξης που εντοπίστηκε και διορθώθηκε.	142
EIKONA 7.1. Αριθμός σημείων ρήξης (κόκκινο) HOMER, (μπλε) CLIMATOL, (πράσινο) MASH.	149
EIKONA 7.2. Ποσοστό σταθμών που πέρασε επιτυχώς ή όχι μία ή περισσότερες μεθόδους ομογενοποίησης (δεν έχουν ληφθεί υπόψη οι παράτυπες τιμές).	150
EIKONA 7.3. Κατανομή ανομοιογενειών (κόκκινο) HOMER, (μπλε) CLIMATOL, (πράσινο) MASH.	151
EIKONA 7.4. Εύρος των σημείων ρήξης (κατά απόλυτη τιμή) για κάθε μέθοδο ξεχωριστά: (κόκκινο) HOMER, (μπλε) CLIMATOL, (πράσινο) MASH.	152
EIKONA 7.5. Μέσες τιμές προσαρμογών στις ετήσιες σειρές και τα διαστήματα εμπιστοσύνης (95 %) με βάση την ελάχιστη σημαντική διαφορά του Fisher (α) MASH, (β) CLIMATOL, (γ) HOMER.	153
EIKONA 7.6. Οι μαύροι κύκλοι απεικονίζουν τους σταθμούς για τους οποίους δεν εντοπίστηκε ούτε σημείο ρήξης, ούτε ακραία τιμή από την μέθοδο HOMER. Οι άσπροι κύκλοι απεικονίζουν του σταθμούς για τους οποίους εντοπίστηκαν μόνο ακραίες-παράτυπες τιμές, αλλά όχι σημεία ρήξης. Τα τετράγωνα απεικονίζουν τους σταθμούς για τους οποίους τα σημεία ρήξης που εντοπίστηκαν επιβεβαιώνονται από τα μεταδεδομένα σταθμών, ενώ τα τρίγωνα απεικονίζουν τους σταθμούς για τους	

οποίους βρέθηκαν σημεία ρήξης αλλά δεν υπάρχουν διαθέσιμα μεταδεδομένα προκείμενου να επιβεβαιωθούν αυτά τα σημεία.....	154
EIKONA 7.7. Σύγκριση μεθόδων με βάση το έτος ρήξης.....	155
EIKONA 7.8. Θηκόγραμμα τυπικών αποκλίσεων πριν και μετά την ομογενοποίηση της θερμοκρασίας. Το τρίγωνο δείχνει τη μέση τιμή των τυπικών αποκλίσεων, η κόκκινη παύλα τη διάμεσο και το ορθογώνιο το ενδοτεταρτημοριακό εύρος (25° με 75° εκατοστημόριο).....	156
EIKONA 7.9. Θηκόγραμμα συντελεστών συσχέτισης Spearman (α) αρχικές σειρές (β) ομογενοποιημένες με MASH, (γ) ομογενοποιημένες με CLIMATOL, (δ) ομογενοποιημένες με HOMER.....	157
EIKONA 7.10. Απόκλιση από τις κανονικές τιμές ($^{\circ}\text{C}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση για τις σειρές του χειμώνα.....	161
EIKONA 7.11. Απόκλιση από τις κανονικές τιμές ($^{\circ}\text{C}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση για τις σειρές της άνοιξης.....	162
EIKONA 7.12. Απόκλιση από τις κανονικές τιμές ($^{\circ}\text{C}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση για τις σειρές του καλοκαιριού.....	163
EIKONA 7.13. Απόκλιση από τις κανονικές τιμές ($^{\circ}\text{C}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση για τις σειρές του φθινοπώρου.....	164
EIKONA 7.14. Η αριστερή στήλη αφορά αρχικές σειρές, η δεξιά στήλη τις ομογενοποιημένες. Ο αριστερός άξονας για αντιπροσωπεύει τις αποκλίσεις της θερμοκρασίας από την κανονική τιμή σε ($^{\circ}\text{C}$), ο δεξιός άξονας για αντιπροσωπεύει τις τιμές της μέσης θερμοκρασίας σε ($^{\circ}\text{C}$), (α) αποκλίσεις μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για όλο το δίκτυο των σταθμών από την κανονική τιμή 1961-1990, (β) αποκλίσεις μέσης θερμοκρασίας χειμώνα για όλο το δίκτυο των σταθμών από την κανονική τιμή 1961-1990, (γ) αποκλίσεις μέσης θερμοκρασίας καλοκαιριού για όλο το δίκτυο των σταθμών από την κανονική τιμή 1961-1990.....	166
EIKONA 7.15. Κατάλοιπα αποχών (α) των ετήσιων σειρών, (β) των εποχικών του χειμώνα, (γ) των εποχικών του καλοκαιριού.....	168
EIKONA 7.16. Πενταετείς κινητοί μέσοι όροι αποχών μέσης θερμοκρασίας με βάση την περίοδο αναφοράς 1961-1990 σε κάθε κλιματική περιοχή πριν και μετά την ομογενοποίηση. Η αριστερή στήλη αφορά τις αρχικές (μη-ομογενείς) σειρές και η δεξιά τις ομογενοποιημένες, ενώ (α) ετήσιες σειρές, (β) εποχικές σειρές του χειμώνα, (γ) εποχικές σειρές του καλοκαιριού.....	169

EIKONA 7.17. Διαφορά κανονικών τιμών ετήσιας μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) ανά σταθμό (αρχική - ομογενοποιημένη τιμή), (πάνω) κανονική περίοδος 1961-1990, (κάτω) κανονική περίοδος 1971-2000.....	171
EIKONA 7.18. Αθροιστικά διαγράμματα κάθε κλιματικής περιοχής για το χειμώνα.	185
EIKONA 7.19. Αθροιστικά διαγράμματα κάθε κλιματικής περιοχής για την άνοιξη.	186
EIKONA 7.20. Αθροιστικά διαγράμματα κάθε κλιματικής περιοχής για το καλοκαίρι.	187
EIKONA 7.21. Αθροιστικά διαγράμματα κάθε κλιματικής περιοχής για το φθινόπωρο.	188
EIKONA 7.22. Τάσεις μέσης θερμοκρασίας το χειμώνα ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).	194
EIKONA 7.23. Τάσεις μέσης θερμοκρασίας την άνοιξη ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).	195
EIKONA 7.24. Τάσεις μέσης θερμοκρασίας το καλοκαίρι ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).	196
EIKONA 7.25. Τάσεις μέσης θερμοκρασίας το φθινόπωρο ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).	197
EIKONA 7.26. Τάσεις μέσης ετήσιας θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).	198
EIKONA 7.27. Εποχικές και ετήσιες σειρές αποχών μέσης θερμοκρασίας στην Ελλάδα και στο Βόρειο Ημισφαίριο.....	208
EIKONA 7.28. Μηνιαίες τάσεις μέσης θερμοκρασίας ανά σταθμό.	210
EIKONA 7.29. Μηνιαίες τάσεις μέσης θερμοκρασίας ανά σταθμό (συνέχεια).	211
EIKONA 7.30. Μέσο γεωδυναμικό ύψος (m) στα 500 hPa το χειμώνα του 1960.....	219
EIKONA 7.31. Αποκλίσεις του γεωδυναμικού ύψους (m) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa το χειμώνα του 1960.	219
EIKONA 7.32. Αποκλίσεις του ανέμου (m/sec) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa το χειμώνα του 1960.	220
EIKONA 7.33. Αποκλίσεις της θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην επιφάνεια των 1000 hPa, το χειμώνα του 1960.	220
EIKONA 7.34. Μέσο γεωδυναμικό ύψος (m) στα 500 hPa το χειμώνα του 1993.....	221

EIKONA 7.35. Αποκλίσεις του γεωδυναμικού ύψους (m) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa το χειμώνα του 1992.....	221
EIKONA 7.36. Αποκλίσεις του ανέμου (m/sec) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa το χειμώνα του 1992.	222
EIKONA 7.37. Αποκλίσεις της θερμοκρασίας ($^{\circ}$ C) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην επιφάνεια των 1000 hPa, το χειμώνα του 1960.	222
EIKONA 8.1. Σημεία ρήξης και ομογενή υποδιαστήματα του υποψήφιου σταθμού (Σάμος) και του σταθμού αναφοράς (Χίος).	227
EIKONA 8.2. Σχέση μεταξύ υποψήφιου σταθμού (Σάμος) και σταθμού αναφοράς (Χίος) τον Ιούλιο στο ομογενές υποδιάστημα HSP1 (κόκκινοι κύκλοι) και στο ομογενές υποδιάστημα HSP2 (μπλε σταυροί). Η μαύρη καμπύλη παριστάνει το μη γραμμικό μοντέλο LOESS στο διάστημα HSP1 και η μπλε διακεκομένη το μοντέλο LOESS στο υποδιάστημα HSP2. Η μαύρη ευθεία έχει κλίση 1 και σχεδιάστηκε για λόγους σύγκρισης.....	227
EIKONA 8.3. Οι συναρτήσεις αθροιστικής κατανομής (CDF) του σταθμού της Σάμου τον Ιούλιο στο διάστημα HSP1 (μαύρη γραμμή) και στο διάστημα HSP2 (κόκκινη γραμμή).	229
EIKONA 8.4. Οι ομαλοποιημένες προσαρμογές ($^{\circ}$ C) για τον σταθμό της Σάμου τον Ιούλιο.231	
EIKONA 8.5. Ορισμός ομογενών υποδιαστημάτων (Mestre et al., 2011).	233
EIKONA 8.6. Εκτιμήσεις παλινδρόμησης για την προσαρμογή των ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας της Σάμου (υποψήφια σειρά Y) τον μήνα Ιούλιο, χρησιμοποιώντας τη χρονοσειρά της Χίου (σειρά αναφοράς X).....	235
EIKONA 8.7. Εκτιμώμενες προσαρμογές των ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας του σταθμού της Σάμου τον μήνα Ιούλιο το διάστημα 1/7/1960-31/7/1977.	236
EIKONA 8.8. Ετήσιες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}$ C) της Σάμου πριν την ομογενοποίηση (μπλε τετράγωνο), μετά την ομογενοποίηση των μηνιαίων τιμών (μαύρη γραμμή) και μετά την προσαρμογή των ημερήσιων τιμών με τις μεθόδους HOM (πράσινος κύκλος) και SPLIDHOM (αστερίσκος).	236
EIKONA 9.1. Μετεωρολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην ομογενοποίηση του υετού και περιοχές στις οποίες εφαρμόστηκε η ομογενοποίηση.	239
EIKONA 9.2. Αριθμός σημείων ρήξης (μη συμπεριλαμβανομένων των παράτυπων τιμών) (κόκκινο) HOMER, (πράσινο) MASH, (μπλε) ACMANT.	244
EIKONA 9.3. Κατανομή ανομοιογενειών (κόκκινο) HOMER, (πράσινο) MASH, (μπλε) ACMANT.....	244

EIKONA 9.4. Ιστόγραμμα προσαρμογών (λόγος ομογενοποιημένη/αρχική σειρά) των ετήσιων σειρών υετού (κόκκινο) HOMER, (μπλε) MASH, (πράσινο) ACMANT.....	245
EIKONA 9.5. Θηκόγραμμα τυπικών αποκλίσεων πριν και μετά την ομογενοποίηση του υετού για την περίοδο 1974-2004. Το τρίγωνο δείχνει τη μέση τιμή των τυπικών αποκλίσεων, η κόκκινη παύλα τη διάμεσο και το ορθογώνιο το ενδοτεταρτημοριακό εύρος (25° με 75° εκατοστημόριο).	246
EIKONA 9.6. Μέσο ετήσιο ύψος αθροιστικού υετού (mm) από τους 68 μετεωρολογικούς σταθμούς για την περίοδο 1974-2004 πριν (μαύρη γραμμή) και μετά την ομογενοποίηση (κόκκινη: ομογενοποιημένες σειρές με HOMER, μπλε με MASH, πράσινη ACMANT). Οι διακεκομένες γραμμές αντιστοιχούν στις γραμμικές τάσεις.	246
EIKONA 10.1. Η μέθοδος του εγγύτερου γείτονα, αριστερά φαίνεται μια πιθανή κατανομή των θέσεων παρατήρησης και δεξιά απεικονίζονται τα γειτονικά πολύγωνα Thiessen (Tveito et al., 2006).	258
EIKONA 10.2. Η μέθοδος του τριγωνισμού (Tveito et al., 2006).	258
EIKONA 10.3. Η χωρική κατανομή των σταθμών που χρησιμοποιούνται στην παρεμβολή. 270	
EIKONA 10.4. Οι πέντε πρώτες κύριες συνιστώσες AURELHY.	272
EIKONA 10.5. Μέσο υψόμετρο σε μέτρα εντός κυκλικής περιοχής 800 m.	273
EIKONA 10.6. Ευκλείδεια απόσταση από ακτογραμμή σε χιλιόμετρα.....	275
EIKONA 10.7. Γραμμικό μοντέλο παλινδρόμησης μεταξύ της μέσης θερμοκρασίας του Σεπτεμβρίου για την περίοδο 1971-2001 (βασίζεται σε όλους τους 52 σταθμούς) και της ηλιακής ενέργειας. Τα εξωτερικά όρια δείχνουν τα διαστήματα πρόβλεψης 95,0 % για τις νέες παρατηρήσεις και τα εσωτερικά όρια τα διαστήματα εμπιστοσύνης 95,0 % για τη μέση τιμή των 52 παρατηρήσεων.	276
EIKONA 10.8. Εισερχόμενη ηλιακή ενέργεια σε ($W.m^{-2}$) τον μήνα Ιούλιο.....	277
EIKONA 10.9. Μέση αντιπροσωπευτικότητα των 52 σταθμών (representativity), REP=1-RMSE/(Standard Deviation).	279
EIKONA 10.10. Αριθμός των τοπογραφικών και γεωγραφικών μεταβλητών που χρησιμοποιήθηκαν ως εκτιμητές της μέσης θερμοκρασίας.	280
EIKONA 10.11. Οι συντελεστές συσχέτισης (r) και οι συντελεστές προσδιορισμού (r^2) ανά μήνα.	282
EIKONA 10.12. Συχνότητα εμφάνισης διαφόρων τιμών μέσης θερμοκρασίας τον Ιανουάριο (αριστερά) και τον Αύγουστο (δεξιά).	283
EIKONA 10.13. Διαφορετική περιοχή κάλυψης βασιζόμενη σε 29 σταθμούς.	283

EIKONA 10.14. Μηνιαία διαγράμματα διασποράς μεταξύ προβλεπόμενων (κάθετος άξονας) και παρατηρούμενων (οριζόντιος άξονας) τιμών μέσης θερμοκρασίας για την περίοδο 1971-2000	286
EIKONA 10.15. Μέση θερμοκρασία Ιανουαρίου (1971-2000).....	288
EIKONA 10.16. Μέση θερμοκρασία Φεβρουαρίου (1971-2000).....	288
EIKONA 10.17. Μέση θερμοκρασία Μαρτίου (1971-2000)	289
EIKONA 10.18. Μέση θερμοκρασία Απριλίου (1971-2000).....	289
EIKONA 10.19. Μέση θερμοκρασία Μαΐου (1971-2000).....	290
EIKONA 10.20. Μέση θερμοκρασία Ιουνίου (1971-2000)	290
EIKONA 10.21. Μέση θερμοκρασία Ιουλίου (1971-2000)	291
EIKONA 10.22. Μέση θερμοκρασία Αυγούστου (1971-2000)	291
EIKONA 10.23. Μέση θερμοκρασία Σεπτεμβρίου (1971-2000).....	292
EIKONA 10.24. Μέση θερμοκρασία Οκτωβρίου (1971-2000)	292
EIKONA 10.25. Μέση θερμοκρασία Νοεμβρίου (1971-2000)	293
EIKONA 10.26. Μέση θερμοκρασία Δεκεμβρίου (1971-2000).	293

ΣΥΝΤΟΜΟΓΡΑΦΙΕΣ

AOI: Arctic Oscillation Index

CRU: Climatic Research Unit at the University of East Anglia

ECSN: European Concrete Societies Network

EMT: Eastern Mediterranean Transient

DEM: Digital Elevation Model

DWD: Deutscher Wetterdienst

GIS: Geographical Information System

HOMER: HOMogenisation softwarE in R

HOM: Higher Order Moments

IDW: Inverse Distance Weighting

IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change

MASH: Multiple Analysis of Series for Homogenization

MISH: Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data

MOI: Mediterranean Oscillation Index

NAOI: North Atlantic Oscillation Index

NCAR: National Center for Atmospheric Research

NCEP: National Centers for Environmental Prediction

NCPI: North Sea-Caspian Pattern Index

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

SRTM: Shuttle Radar Topographic Mission

UTC: Coordinated Universal Time

WGS84: World Geodetic System 1984

WHO: World Health Organization

WMO: World Meteorological Organization

ΕΜΥ: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία

ΕΣΥΕ: Εθνική Στατιστική Υπηρεσία της Ελλάδος

ΕΑΑ: Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών

ε.ε: επίπεδο εμπιστοσύνης

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΚΙΝΗΤΡΑ

Η επιστήμη σήμερα καλείται να διερευνήσει το μεγάλο ζήτημα της κλιματικής αλλαγής το οποίο βρίσκεται στο επίκεντρο του παγκόσμιου ενδιαφέροντος και να απαντήσει σε επίκαιρα ερωτήματα όπως «έχει αλλάξει το κλίμα;», «πώς επηρεάζεται ή θα επηρεαστεί το οικοσύστημα από μια ενδεχόμενη αλλαγή του κλίματος;», «έχει αλλάξει η συχνότητα εμφάνισης, το μέγεθος και η διάρκεια των ακραίων καιρικών φαινομένων;». Οι απαντήσεις δεν είναι εύκολες ούτε για τους σκεπτικιστές, ούτε για τους υπέρμαχους της κλιματικής αλλαγής, καθώς ατεκμηρίωτες διαπιστώσεις και καταστροφολογικές προφητείες οδηγούν σε λανθασμένα συμπεράσματα. Για παράδειγμα αρκετές φορές έχουμε ακούσει να λέγεται ότι τα παλαιότερα χρόνια είχαμε περισσότερους χιονιάδες ή δριμύτερους χειμώνες. Οι επιστημονικές μελέτες όμως θα πρέπει στηρίζονται σε αξιόπιστες και ακριβείς μετρήσεις μετεωρολογικών παραμέτρων και όχι σε παιδικές αναμνήσεις ή αφηγήσεις ηλικιωμένων, στις οποίες συχνά η πραγματικότητα συγχέεται με τη φαντασία και το μύθο.

Τι είναι όμως κλίμα και τι κλιματική αλλαγή; Με τον όρο κλίμα εννοούμε μια μέση τιμή των μετεωρολογικών παραμέτρων υπολογισμένη σε μια ορισμένη περίοδο και σε μια συγκεκριμένη περιοχή. Ως κλιματική μεταβολή κατά τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Αλλαγή του Κλίματος (IPCC) ορίζεται οποιαδήποτε αλλαγή του κλίματος στο χρόνο, που οφείλεται σε φυσικά αίτια ή είναι προϊόν ανθρώπινης δραστηριότητας. Αποδείξεις για το αν ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η καύση ορυκτών καυσίμων και οι αλλαγές στη χρήση γης, προκαλούν κλιματική αλλαγή μπορούν να προκύψουν μόνο από την εμπεριστατωμένη μελέτη και τη στατιστική ανάλυση ιστορικών (μακρόχρονων) μετεωρολογικών δεδομένων.

Στην τέταρτη έκθεση του IPCC (Fourth Assessment Report, AR4, 2007) που αφορά την αξιολόγηση της επιτροπής για την κλιματική αλλαγή η πρώτη ομάδα εργασίας (WGI: Climate Change 2007: The Physical Science Basis) επισήμανε αρκετές παρατηρούμενες αλλαγές στις κλιματικές συνθήκες της Γης, μεταξύ των οποίων αλλαγές στη σύνθεση της ατμόσφαιρας, στη μέση παγκόσμια θερμοκρασία και στις συνθήκες των ωκεανών. Σύμφωνα με τις κυριότερες διαπιστώσεις τα τελευταία πενήντα χρόνια έχουν παρατηρηθεί εκτεταμένες αλλαγές στις ακραίες θερμοκρασίες, με πιο συχνές θερμές νύχτες και ημέρες ή φαινόμενα καύσωνα και σπανιότερα κύματα ψύχους. Ειδικότερα:

- Κατά την περίοδο 1995-2006 καταγράφτηκαν έντεκα από τα δώδεκα θερμότερα έτη από το 1850. Στο διάστημα 1906-2005, υπολογίζεται μία αύξηση της παγκόσμιας θερμοκρασίας κατά $0,74^{\circ}\text{C}$.
- Οι μέσες θερμοκρασίες της Αρκτικής έχουν αυξηθεί περίπου δύο φορές περισσότερο σε σύγκριση με τον παγκόσμιο μέσο ρυθμό αύξησης των τελευταίων 100 ετών.
- Κατά το δεύτερο μισό του $20^{\text{ου}}$ αιώνα, οι μέσες θερμοκρασίες στο Βόρειο Ημισφαίριο ήταν πιθανότατα μεγαλύτερες από οποιαδήποτε άλλη πεντηκονταετία των τελευταίων 500 χρόνων και πιθανώς οι μεγαλύτερες σε σύγκριση με εκείνες των τελευταίων 1300 ετών.
- Παρατηρήσεις από το 1961 υποδεικνύουν ότι οι ωκεανοί απορροφούν ποσοστό μεγαλύτερο από 80 % της θερμότητας που προστίθεται στο κλιματικό σύστημα και πως οι θερμοκρασίες τους έχουν αυξηθεί σε βάθος τουλάχιστον 3000 μέτρων, παράγοντες που συνεισφέρουν στην αύξηση της στάθμης της θάλασσας.
- Την περίοδο 1961-2001, η στάθμη της θάλασσας έχει αυξηθεί κατά μέσο όρο $1,8 \text{ mm/έτος}$ ($1,3\text{-}2,3 \text{ mm/έτος}$). Η αντίστοιχη αύξηση για το διάστημα 1993-2001 ήταν $3,1 \text{ mm/έτος}$, χωρίς να είναι σαφές αν πρόκειται για μακροχρόνια ροπή ή φυσική διακύμανση.

Επίσης στην πέμπτη και πιο πρόσφατη έκθεση του IPCC (Fifth Assessment Report, AR5, 2013) επισημαίνεται ότι η θέρμανση της ατμόσφαιρας και των ωκεανών είναι αδιαμφισβήτητη και ότι υπάρχει σαφής επίδραση του ανθρώπου στο κλίμα. Τονίζεται μάλιστα ότι είναι πολύ πιθανό η ανθρώπινη επίδραση να υπήρξε η κυρίαρχη αιτία της παρατηρούμενης θέρμανσης του πλανήτη από το 1950 και έπειτα, με το επίπεδο εμπιστοσύνης να έχει αυξηθεί σε σχέση με αυτό της τέταρτης έκθεσης. Πιο συγκεκριμένα:

- Κάθε μια από τις τρεις τελευταίες δεκαετίες υπήρξαν διαδοχικά θερμότερες από οποιαδήποτε άλλη δεκαετία από το 1850 και ύστερα.
- Στο Βόρειο Ημισφαίριο η τριακονταετία 1983-2012 ήταν πιθανόν (με πιθανότητα $> 66\%$) η θερμότερη τριακονταετία των τελευταίων 1400 χρόνων.
- Η παγκόσμια θερμοκρασία (συνδυασμός θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους και ωκεανών) παρουσιάζει μια ανοδική τάση της τάξης των $0,85 [0,65\text{-}1,06] ^{\circ}\text{C}$ την περίοδο 1880-2012. Επίσης η συνολική αύξηση της θερμοκρασίας μεταξύ της μέσης τιμής της περιόδου 1850-1900 και της περιόδου 2003-2012 είναι $0,78 [0,72 \text{ - } 0,85] ^{\circ}\text{C}$.

- Λαμβάνοντας υπόψη τις μακρόχρονες τάσεις της θερμοκρασίας από πλήρεις χρονοσειρές (1901-2012), είναι εμφανές ότι σχεδόν όλη η υφήλιος έχει βιώσει τη θέρμανση της θερμοκρασίας του αέρα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους.
- Είναι σχεδόν βέβαιο (με πιθανότητα > 99 %) ότι σε παγκόσμιο επίπεδο η τροπόσφαιρα έχει θερμανθεί από τα μέσα του 20^{ου} αιώνα.
- Κατά μέσο όρο στο Βόρειο Ημισφαίριο, στις περιοχές που βρίσκονται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, ο υετός έχει αυξηθεί από το 1901, ενώ στις άλλες περιοχές οι μακρόχρονες θετικές ή αρνητικές τάσεις του υετού έχουν χαμηλά επίπεδα εμπιστοσύνης.
- Έχουν παρατηρηθεί αλλαγές σε πολλά ακραία καιρικά και κλιματικά γεγονότα από το 1950 και ύστερα. Είναι πολύ πιθανό (με πιθανότητα > 90 %) σε παγκόσμιο επίπεδο να έχει αυξηθεί ο αριθμός των θερμών ημερών και νυκτών και να έχει μειωθεί ο αριθμός των ψυχρών ημερών και νυκτών. Είναι επίσης πιθανό (με πιθανότητα > 66 %) τα κύματα καύσωνα να έχουν αυξηθεί σε μεγάλο τμήμα της Ευρώπης, στην Ασία και την Αυστραλία. Επιπλέον, η συχνότητα ή η ένταση των έντονων βροχοπτώσεων είναι πιθανό (με πιθανότητα > 66 %) να έχει αυξηθεί στη Βόρειο Αμερική και στην Ευρώπη.
- Είναι πιθανόν (με πιθανότητα > 66 %) η μεταβολή της θερμοκρασίας της επιφάνειας του πλανήτη έως το τέλος του 21^{ου} αιώνα να υπερβεί τον 1,5 °C σε σχέση με τη μέση τιμή της περιόδου 1850-1900. Επίσης, η θέρμανση του πλανήτη σύμφωνα με όλα τα σενάρια αναμένεται να συνεχιστεί και πέρα από τον 21^ο αιώνα και δεν θα είναι ομοιόμορφη σε όλες τις περιοχές. Η περιοχή της Αρκτικής θα θερμανθεί πιο γρήγορα από τον παγκόσμιο μέσο όρο θέρμανσης και η θέρμανση αυτή θα είναι εντονότερη στην ξηρά απ' ότι στον ωκεανό.
- Είναι σχεδόν βέβαιο (με πιθανότητα > 99 %) ότι στις περισσότερες περιοχές της γης σε καθημερινή και εποχική βάση θα εμφανίζονται πιο συχνά ακραίες υψηλές τιμές θερμοκρασίας και λιγότερο χαμηλές τιμές. Είναι πολύ πιθανόν (με πιθανότητα > 90 %) τα κύματα καύσωνα να γίνουν πιο έντονα σε διάρκεια και συχνότητα εμφάνισης, ενώ περιστασιακά θα εξακολουθήσουν να εμφανίζονται ακραία κύματα ψύχους το χειμώνα.

Πέρα βέβαια από τις εκθέσεις του IPCC και εξαιτίας του παγκόσμιου ενδιαφέροντος για την κλιματική αλλαγή, πάρα πολλές μελέτες έχουν διεξαχθεί προσπαθώντας να διερευνήσουν αν έχει αλλάξει το κλίμα και προς ποια κατεύθυνση. Σε παγκόσμιο επίπεδο

αναφέρεται ότι το έτος 1998 ήταν το τρίτο θερμότερο έτος έως το 2012 (Jones and Moberg, 2003; WHO 2003; WMO 2003; WMO 2012). Επίσης η αύξηση της θερμοκρασίας δεν ήταν συνεχής έως σήμερα, ξεκίνησε μεταξύ 1920-1945, στη συνέχεια ακολούθησε μια περίοδος ψύξης έως τα μέσα του 1970 και ακολούθησε μια ραγδαία αύξηση της θερμοκρασίας (WMO, 2006). Όσον αφορά την Ευρώπη, αναφέρεται ότι η δεκαετία του 1990 ήταν η θερμότερη δεκαετία του 20^{ου} αιώνα (ECSN, 1995). Επίσης στη μελέτη των (Vogelsang and Franses, 2005) παρουσιάζεται ότι οι χειμώνες στην Ευρώπη τείνουν να θερμαίνονται με ρυθμό θέρμανσης μεγαλύτερο από το ρυθμό θέρμανσης των καλοκαιριών. Ακόμη, το καλοκαίρι του 2003 στην Ευρώπη καταγράφηκε ως το θερμότερο καλοκαίρι των τελευταίων 500 χρόνων (Luterbacher et al., 2004). Επιπρόσθετα, οι Schär et al. (2004) ανέφεραν ότι το καλοκαίρι του 2003 οι θερμοκρασίες ξεπέρασαν τη μέση τιμή της κανονικής περιόδου 1961-1990 κατά περίπου 3 °C. Το καλοκαίρι του 2003 ήταν εξαιρετικά ζεστό για το μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης, ωστόσο το κύμα καύσωνα το καλοκαίρι του 2007 που έπληξε την περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης και της Βαλκανικής χερσονήσου προκαλώντας ένα σημαντικό αριθμό θανάτων μπορεί να θεωρηθεί ως πρόγευση των συνθηκών που θα επικρατήσουν στο μέλλον (Fischer et al., 2007; Founda and Giannakoulos, 2009; Tolika et al., 2009; Nastos and Kaspomenakis, 2015).

Αρκετές μελέτες επίσης έχουν εστιάσει στην περιοχή της Μεσογείου καθώς οι επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής αναμένεται να είναι σημαντικές σε αυτή την περιοχή. Πιο συγκεκριμένα, τα μεσογειακού τύπου οικοσυστήματα είναι μεταξύ εκείνων που επηρεάζονται περισσότερο από την κλιματική αλλαγή (IPCC, 2007), η οποία σε συνδυασμό με τις τάσεις εγκατάλειψης της υπαίθρου, είναι πιθανό να οδηγήσει στη μείωση των δασωδών εκτάσεων εντός της λεκάνης της Μεσογείου και στην αντικατάστασή τους από θαμνώδη εδάφη (Resco de Dios et al., 2007). Η αύξηση της θερμοκρασίας μεταξύ 2 °C και 4 °C κατά τη διάρκεια του επόμενου αιώνα στη λεκάνη της Μεσογείου και η μείωση των βροχοπτώσεων θα μπορούσε να οδηγήσει: α) σε σημαντική μείωση της απόδοσης όλων των καλλιεργειών, β) στην παράταση της διάρκειας του κινδύνου των δασικών πυρκαγιών, γ) στην αύξηση της ενεργειακής ζήτησης κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και δ) στη μείωση του θερινού τουρισμού (Giannakopoulos et al., 2009).

Είναι γεγονός ότι η περιοχή της Μεσογείου χαρακτηρίζεται από τη διαφορετικότητα των χαρακτηριστικών του εδάφους και από διάφορα κλίματα που κυμαίνονται από περιοχές με μόνιμους παγετώνες σε υποτροπικές και ημίζηρες περιοχές ή ακόμα και άγονες. Σε γενικές γραμμές η διακύμανση της θερμοκρασίας στη λεκάνη της Μεσογείου ακολουθεί την πορεία της θερμοκρασίας του Βορείου Ημισφαίριου (Piervitali et al., 1997).

Ωστόσο, από την ανάλυση των τάσεων θερμοκρασίας σε διάφορες περιοχές της Μεσογείου προέκυψαν διαφορετικά και πολλές φορές αντίθετα αποτελέσματα. Οι (Sahsamanoglou and Makrogiannis, 1992; Parker et al., 1994; Nicholls et al., 1996a) απέδειξαν ότι μεταξύ 1950-1990 εκδηλώνονται θετικές τάσεις στη Δυτική Μεσόγειο και αρνητικές στην Ανατολική Μεσόγειο. Επίσης η ψύξη που εμφανίζεται στο Βόρειο Ημισφαίριο μεταξύ 1960 και 1970 φαίνεται να είναι περισσότερο αξιοσημείωτη στην Ανατολική Μεσόγειο απ' ότι στη Δυτική. Επιπρόσθετα, ενώ η θερμοκρασία στο Βόρειο Ημισφαίριο αρχίζει να αυξάνεται γρήγορα μετά τα μέσα της δεκαετίας του 1970, καθυστερεί στην Ανατολική Μεσόγειο έως τις αρχές του 1990 (Repapis and Philandras, 1997; Maher and Kutiel, 1999; Repapis et al., 2002; Saaroni et al., 2003). Επίσης οι Parker et al. (2000) αναφέρουν ότι το έτος 1999 ήταν σημαντικά θερμότερο στην Ανατολική Μεσόγειο σε σχέση με την κανονική τιμή 1961-1990 και σε συμφωνία με τις τάσεις σε παγκόσμια κλίμακα. Επιπλέον, οι Metaxas et al.(1991), Bartzokas et al. (1994), Philandras et al.(1994) έδειξαν ότι οι σειρές θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στη Μεσόγειο είναι σύμφωνες με τις χρονοσειρές θερμοκρασίας του αέρα. Επιπλέον, τα ποικίλα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά και η διαφορετική ορεογραφία των περιοχών της Ανατολικής Μεσόγειου επιδρούν διαφορετικά στη διακύμανση του κλίματος. Στη μελέτη του Hasanean (2001) εντοπίζονται διακριτές διαφορές στις χρονοσειρές ετήσιας θερμοκρασίας μεταξύ 8 σταθμών της Ανατολικής Μεσογείου.

Τι γίνεται όμως στον Ελληνικό χώρο; Παρουσιάζει η κλιματική διακύμανση στη χώρα μας ομοιότητες με αυτή της Ευρώπης ή της Μεσογείου; Η ανάλυση της μεταβολής του κλίματος της κάθε χώρας κατά το πρόσφατο παρελθόν από τους Mitchell and Hulme (2000) έδειξε μια ελαφρά αρνητική ετήσια τάση της θερμοκρασίας στην Ελλάδα κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα. Επίσης, οι μελέτες των Luterbacher et al. (1998) και Luterbacher et al. (2006) έδειξαν ότι οι τάσεις της θερμοκρασίας το χειμώνα στην Ελλάδα είναι αρνητικές. Σε συμφωνία με τις προηγούμενες μελέτες οι Klein Tank et al. (2002) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι χρονοσειρές της θερμοκρασίας του αέρα στην Ελλάδα είναι διαφορετικές από εκείνες που λαμβάνονται από σταθμούς άλλων ευρωπαϊκών χωρών καθώς δεν εμφανίζονται στατιστικά σημαντικές τάσεις κατά τη διάρκεια της περιόδου 1976-1999. Όσον αφορά τις επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής σε εθνικό επίπεδο, φαίνεται ότι σύμφωνα με τους Giannakopoulos et al. (2011) η διάρκεια των ξηρών ημερών στην Ελλάδα αναμένεται να αυξηθεί στις περισσότερες αγροτικές περιοχές στο εγγύς μέλλον (2021-2050) και ο κίνδυνος πρόκλησης δασικών πυρκαγιών να ενταθεί λόγω της αύξησης των ελάχιστων θερμοκρασιών και της μείωσης των βροχοπτώσεων το χειμώνα.

Επίσης, οι υψηλότερες θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια της ημέρας και της νύχτας αναμένεται να αυξηθούν στις αστικές περιοχές προκαλώντας ένα αίσθημα θερμικής δυσφορίας. Η πίεση για την ύδρευση και την ενεργειακή ζήτηση θα αυξηθεί και η ηπειρωτική χώρα θα επηρεαστεί από την υψηλότερη συχνότητα εμφάνισης επεισοδίων καύσωνα. Επίσης, η έκθεση της επιτροπής επιπτώσεων της κλιματικής αλλαγής στην Ελλάδα που πραγματοποιήθηκε με την υποστήριξη της Τράπεζας της Ελλάδος (Drakatos et al., 2011) ήταν ιδιαιτέρως απογοητευτική. Σύμφωνα με αυτή και με βάση ένα ενδιάμεσο προγνωστικό σενάριο, όλες οι περιοχές θα έχουν υψηλότερες μέσες ετήσιες θερμοκρασίες κατά $1,5^{\circ}\text{C}$ την περίοδο 2021-2050, στην ηπειρωτική χώρα την περίοδο 2071-2100 αναμένεται να αυξηθεί κατά 35 με 40 ημέρες ο αριθμός ημερών όπου η μέγιστη θερμοκρασία θα είναι πάνω από 35°C , ενώ ο αριθμός των τροπικών νυχτών (ελάχιστη θερμοκρασία άνω των 20°C) θα είναι ακόμη μεγαλύτερος, ιδίως στις παράκτιες περιοχές της Ανατολικής Ελλάδας και των νησιών του Αιγαίου. Η άνοδος της θερμοκρασίας ενδέχεται να επηρεάσει τα δάση, που είναι συνηθισμένα σε ψυχρότερες συνθήκες, για παράδειγμα ορισμένες κατηγορίες δασών (π.χ. δάση ελάτης), ενδέχεται να αρχίσουν να αναπτύσσονται σε μεγαλύτερα υψόμετρα, ενώ εκτιμήθηκε αύξηση των ημερών με υψηλή επικινδυνότητα εκδήλωσης δασικής πυρκαγιάς, ιδίως στην ανατολική ηπειρωτική χώρα. Τέλος, εκτιμήθηκε ότι όλοι οι τομείς της οικονομίας θα επηρεαστούν αρνητικά.

Όλες αυτές οι κλιματικές μελέτες βασίζονται σε μακρόχρονες χρονοσειρές μετεωρολογικών παραμέτρων, που προέκυψαν από παρατηρήσεις που πραγματοποιούνται καθημερινά στους μετεωρολογικούς σταθμούς και καταγράφουν με ακρίβεια το κλίμα από το παρελθόν έως σήμερα. Δυστυχώς όμως οι περισσότερες από αυτές τις χρονοσειρές υποφέρουν από ανομοιογένειες καθώς μια τροποποίηση ή ένα λάθος πιθανώς να έχει υπεισέλθει στις συνθήκες κάτω από τις οποίες μια μετεωρολογική παράμετρος μετριέται, καταγράφεται, διαβιβάζεται, αποθηκεύεται και αναλύεται. Η πιο γνωστή αιτία πρόκλησης ανομοιογένειας σε μια κλιματική σειρά είναι η μετακίνηση του μετεωρολογικού σταθμού από μια περιοχή σε άλλη. Η άφιξη της αεροναυτιλίας οδήγησε στην ανάγκη μετεωρολογικής υποστήριξης των αεροδρομίων. Στα πλαίσια λοιπόν της ασφάλειας των πτήσεων μετακινήθηκαν μετεωρολογικοί σταθμοί από αστικές περιοχές, οι οποίες ήταν συνήθως θερμότερες στα αεροδρόμια, όπου οι θερμοκρασίες είναι συνήθως χαμηλότερες. Αναπόφευκτα επομένως, δημιουργήθηκαν διαφοροποιήσεις στις μέσες τιμές της παραμέτρου και κατ' επέκταση εισήχθησαν σφάλματα στις χρονοσειρές. Μάλιστα αρκετά συχνά το μέγεθος των σφαλμάτων που υπεισέρχονται στις χρονοσειρές είναι τόσο μεγάλο, όσο και η κλιματική διακύμανση που προσπαθούμε να εντοπίσουμε (Auer et al., 2007;

Menne et al., 2009a; Brunetti et al., 2006; Della-Marta et al., 2004) και εξαιτίας αυτών η ανάλυση των αρχικών χρονοσειρών οδηγεί σε λάθος συμπεράσματα για την εξέλιξη του κλίματος. Ο εντοπισμός λοιπόν των ανομοιογενειών και η διόρθωσή τους καθίστανται απολύτως αναγκαίοι πριν οποιαδήποτε αξιόπιστη κλιματική μελέτη βασιστεί σε αυτές τις χρονοσειρές.

1.2 ΣΚΟΠΟΣ

Είναι αυτονόητο ότι στις κλιματολογικές μελέτες απαιτείται η χρησιμοποίηση ομογενοποιημένων χρονοσειρών. Στο παρελθόν έχουν γίνει αρκετές προσπάθειες ομογενοποίησης μεγάλων μηνιαίων ή ετήσιων χρονοσειρών όπως (Böhm, 1998; Böhm et al., 2001; Vincent et al., 2002; Alexandrov et al., 2004; Della-Marta et al., 2004; Aguilar et al., 2005; Auer et al., 2005; Begert et al., 2005; Staudt et al., 2007; Zhen et al., 2009; Stastna, 2010). Επίσης στη διεθνή βιβλιογραφία υπάρχουν αξιόλογες εργασίες ομογενοποίησης ημερήσιων χρονοσειρών (Wijngaard et al., 2003; Aguilar et al., 2008; Štěpánek et al., 2006; Štěpánek and Zahradníček, 2008; Lakatos et al., 2008; Li and Yan, 2010; Kenawy et al., 2013).

Ωστόσο, θα πρέπει να επισημανθεί ότι δεν υπάρχει στη διεθνή βιβλιογραφία άλλη ολοκληρωμένη μελέτη που να εξετάζει σ' ένα μεγάλο δίκτυο σταθμών της Ελλάδας, την ομοιογένεια κλιματικών χρονοσειρών πλην ελαχίστων. Πιο συγκεκριμένα, στη μελέτη των Feidas et al. (2004) αναφέρεται ότι ελέγχθηκε η ομοιογένεια των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν με τον έλεγχο Alexandersson (Alexandersson, 1986), θεωρήθηκαν ωστόσο κάποιες σειρές *a priori* ως ομογενείς. Επίσης, δεν αναφέρεται σε αυτή τη μελέτη αν εντοπίστηκαν κάποια σημεία ρήξης ή ασυνέχειες και το εάν και πως αυτά διορθώθηκαν. Επίσης στη μελέτη που διεξήχθη από τους Founda et al. (2008), εξετάστηκαν ασυνέχειες μιας μόνο χρονοσειράς, αυτής του μετεωρολογικού σταθμού που βρίσκεται στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών στο Θησείο. Τέλος, στη μελέτη ομογενοποίησης των Kuglitsch et al. (2009), εξετάστηκαν ως προς την ομοιογένεια, χρονοσειρές μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας μόνο του καλοκαιριού, από σταθμούς που βρίσκονται στην περιοχή της Μεσογείου (συμπεριλαμβανομένων ορισμένων σταθμών της Ελλάδας). Περαιτέρω, σε όλες αυτές τις μελέτες ομογενοποίησης επιλέγονταν μια μέθοδος προκειμένου να εντοπιστούν και να διορθωθούν οι πιθανές ασυνέχειες των χρονοσειρών.

Σκοπός της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι να διερευνήσει διάφορες μεθόδους ομογενοποίησης, να εξετάσει χρονοσειρές θερμοκρασίας αέρα και ύψους υετού ως προς την ομοιογένειά τους και να παράγει για πρώτη φορά ομογενοποιημένες χρονοσειρές, απαλλαγμένες από σφάλματα και δίχως ελλείπουσες τιμές. Η διερεύνηση γίνεται σε μετεωρολογικούς σταθμούς που ανήκουν στο επιχειρησιακό δίκτυο της EMY, αποτελούν μέρος του δικτύου του WMO, λειτουργούν με βάση τα διεθνή πρότυπα που έχουν θεσπιστεί από αυτόν και καλύπτουν σχεδόν σύνολο της ελληνικής επικράτειας. Πρωταρχικός στόχος είναι να εντοπιστούν οι ασυνέχειες-σημεία ρήξης καθώς και οι ακραίες ή παράτυπες τιμές που πιθανόν υπάρχουν σε μια μακρόχρονη σειρά μετεωρολογικών παραμέτρων και στη συνέχεια να εφαρμοστούν διάφορες τεχνικές ομογενοποίησης προκειμένου να διορθωθούν οι ανομοιογένειες. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν από κάθε μέθοδο αξιολογούνται και συγκρίνονται μεταξύ τους. Επίσης, μελετώνται οι επιπτώσεις της ομογενοποίησης στις χρονοσειρές, υπολογίζονται οι κλιματικές τιμές (κανονικές τιμές, τάσεις, αποχές από τις κανονικές τιμές) πριν και μετά την ομογενοποίηση. Επιπρόσθετα, αναλύονται οι τάσεις της μέσης θερμοκρασίας δεδομένου ότι δεν υπάρχει άλλη ολοκληρωμένη μελέτη στη διεθνή βιβλιογραφία που να ερευνά τις τάσεις ομογενοποιημένων σειρών θερμοκρασίας σε ένα μεγάλο δίκτυο σταθμών το οποίο καλύπτει σχεδόν όλες τις κλιματικές ζώνες της χώρας. Τα αποτελέσματα συγκρίνονται με τις τάσεις θερμοκρασίας που έχουν δημοσιευθεί σε προηγούμενες κλιματικές μελέτες.

Οι ομογενοποιημένες πλέον χρονοσειρές μπορούν να αποτελέσουν τη βάση για τη δημιουργία ενός κλιματικού άτλαντα της περιοχής της Ελλάδας. Η προετοιμασία ενός άτλαντα είναι μια πολύπλοκη διαδικασία, καθώς συνδέει πολλούς διαφορετικούς τομείς, όπως της μετεωρολογίας, της κλιματολογίας, της στατιστικής ανάλυσης και των γεωγραφικών πληροφοριακών συστημάτων (GIS). Σήμερα υπάρχει αυξημένο ενδιαφέρον για την έκδοση υψηλής ποιότητας κλιματικού άτλαντα καθώς εξυπηρετεί την εθνική οικονομία στους τομείς του περιβάλλοντος, της βιομηχανίας, της γεωργίας, της παραγωγής ενέργειας (υδροηλεκτρική, φωτοβολταϊκή), της ναυτιλίας, του τουρισμού, των μεταφορών, των κατασκευών (έργα οδοποιίας, λιμάνια, αεροδρόμια, φράγματα, κτήρια κ.λπ.).

Στη χώρα μας, σε αντίθεση με τα άλλα Ευρωπαϊκά κράτη όπως Γαλλία, Γερμανία, Αυστρία, Ελβετία, Ουγγαρία, Νορβηγία, Σλοβενία, δεν έχει εκδοθεί έως τώρα ολοκληρωμένος άτλαντας. Μια περιορισμένη έκδοση, που περιείχε μόνο διαγράμματα, κυκλοφόρησε το 1935 από τον αείμνηστο καθηγητή και Ακαδημαϊκό Ηλία Γ. Μαριολόπουλο (Mariolopoulos and Livathinos, 1935). Στα πλαίσια συμβολής της παρούσας έρευνας στη δημιουργία ενός σύγχρονου κλιματικού άτλαντα διερευνώνται μέθοδοι παρεμβολής

κλιματικών δεδομένων και επιλέγεται μια μέθοδος χωρικής παρεμβολής κατάλληλη για τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές θερμοκρασίας. Απώτερος σκοπός είναι η παραγωγή υψηλής ανάλυσης χαρτογραφικών απεικονίσεων θερμοκρασίας για τον ελλαδικό χώρο σε μηνιαία κλίμακα.

2. ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΗΓΕΣ ΑΝΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΩΝ

2.1 ΓΕΝΙΚΑ ΠΕΡΙ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ

Ο όρος ομογενοποίηση (λατινικά: *homogenēus*) προέρχεται από τη λέξη ομογενής, -ες δηλ. αυτός που προέρχεται από το ίδιο γένος, την ίδια φυλή ή οικογένεια (Ετυμολογία: ομ(ο)- και -γενής (δηλαδή γένος)).

Στην κλιματολογία ομογενείς ή ομοιογενείς κλιματικές χρονοσειρές ορίζονται αυτές που η διακύμανσή τους οφείλεται αποκλειστικά και μόνο στις μεταβολές του κλίματος (Peterson et al., 1998). Αν μια μακροχρόνια σειρά κλιματικών δεδομένων είναι ομογενοποιημένη, τότε όλη η διακύμανση που παρουσιάζει οφείλεται στη συμπεριφορά του κλιματικού συστήματος (WMO TD-1186). Αντίθετα ανομοιογενείς χρονοσειρές χαρακτηρίζονται αυτές που παρουσιάζουν οποιαδήποτε τάση η οποία δεν προέρχεται αυστηρά και μόνο από την πραγματική κλιματική μεταβολή.

Οι διαδικασίες ομογενοποίησης αφορούν την εφαρμογή μαθηματικών και στατιστικών μεθόδων με σκοπό την απαλοιφή όσο το δυνατόν περισσότερων μη κλιματικών επιδράσεων, οι οποίες επηρεάζουν τις χρονοσειρές. Καμία τεχνική ομογενοποίησης δεν είναι τέλεια, όλες όμως βασίζονται σε δύο βασικά βήματα:

- i. στον εντοπισμό των ασυνεχειών ή ανομοιογενειών που παρουσιάζει μια χρονοσειρά.
- ii. στον υπολογισμό κατάλληλων διορθώσεων που θα πρέπει να γίνουν σε μια μη ομογενή χρονοσειρά ώστε να καταστεί ομογενής.

Ο εντοπισμός των ανομοιογενειών - αφ' ενός απότομων ασυνεχειών, που ονομάζονται σημεία ρήξης και αφ' ετέρου βαθμιαίων σφαλμάτων, τα οποία προκαλούν μια ψευδή τάση στη χρονοσειρά- μπορούν να ανιχνευθούν άμεσα ή έμμεσα.

Άμεσα, οι ανομοιογένειες μπορούν να εντοπιστούν παρατηρώντας τη γραφική απεικόνιση μιας χρονοσειράς ενός σταθμού, σε συνδυασμό με την καλή γνώση των ποιοτικών δεδομένων-μεταδεδομένων (metadata) των σταθμού. Τα μεταδεδομένα πρέπει να περιέχουν όλες τις πληροφορίες για την ιστορία και την ταυτότητα του σταθμού, όπως δηλαδή τα γεωγραφικά δεδομένα σταθμού, το περιβάλλον του σταθμού, τον τύπο των μετεωρολογικών οργάνων, τις πρακτικές παρατήρησης και τις αλλαγές οργάνων μέτρησης, καθώς έχοντας μια λεπτομερή γνώση του δικτύου των μετεωρολογικών σταθμών και όλων

των πληροφοριών για την ιστορία τους, μπορούμε να προσδιορίσουμε με ακρίβεια την ημερομηνία μιας ανομοιογένειας. Ως εκ τούτου, οι (Begert et al., 2005) προτείνουν η ομογενοποίηση να εκτελείται, ως τελευταίο βήμα στην επεξεργασία των κλιματικών σειρών, εντός των Μετεωρολογικών Υπηρεσιών, καθώς αυτές γνωρίζουν καλύτερα από όλους τα δικά τους δεδομένα. Ωστόσο, ο άμεσος εντοπισμός των σημείων ρήξης μέσω της γραφικής παράστασης είναι τις περισσότερες φορές αδύνατος, αφού η πλειονότητα των ανομοιογενειών προσδίδει μια βαθμιαία τάση στη χρονοσειρά που πολλές φορές είναι τόσο μικρή όσο η κλιματική αλλαγή που προσπαθούμε να εντοπίσουμε.

Στην άμεση ανίχνευση των ανομοιογενειών είναι χρήσιμη η σύγκριση μεταξύ των μετεωρολογικών οργάνων. Στο παρελθόν έχουν διεξαχθεί ορισμένες μελέτες που εξετάζουν την επίδραση της αντικατάστασης μετεωρολογικών οργάνων στην ομοιογένεια των δεδομένων. Για παράδειγμα οι Quayle et al. (1991) διερεύνησαν την επίδραση της αντικατάστασης θερμομέτρων σε ένα δίκτυο σταθμών.

Η σύγκριση των οργάνων είναι ιδιαίτερα χρήσιμη στην περίπτωση του υετού. Η ιδέα της σύγκρισης των μετρήσεων υετού ξεκίνησε αρχικά στα τέλη του 17^{ου} αιώνα για την ανάπτυξη καλύτερων βροχομέτρων (WMO, 1998) και τεκμηριώθηκε καλύτερα αρχικά στην πραγματεία του Heberden (1769). Επίσης, οι διαφορές μεταξύ δύο βροχομέτρων σε πάνω από 20 σταθμούς της Νορβηγίας μελετήθηκε από τους Forland et al. (1996). Προκειμένου να εκτιμηθεί η εποχική μεταβλητότητα καθώς και οι διαφορές μεταξύ δύο οργάνων, θα πρέπει να υπάρχει παράλληλη μέτρηση των οργάνων για τουλάχιστον ένα έτος. Σε λίγες περιπτώσεις η παράλληλη μέτρηση των οργάνων συνεχίστηκε για δεκαετίες, όπως για παράδειγμα στη μελέτη των Nicholls et al. (1996b) εξετάστηκαν από το σταθμό της Αδελαΐδας της Αυστραλίας οι παράλληλες μετρήσεις θερμοκρασίας 60 χρόνων που πάρθηκαν από κλωβό τύπου Stevenson και από εκείνον τύπου Glaisher Stands.

Η έμμεση προσέγγιση του ακριβούς χρόνου μιας ανομοιογένειας προϋποθέτει τη χρήση διαφόρων στατιστικών ελέγχων. Για το σκοπό αυτό, πολλές από τις στατιστικές τεχνικές χρησιμοποιούν δεδομένα από γειτονικούς σταθμούς ως δείκτες του τοπικού κλίματος, προκειμένου να απομονώσουν τις ασυνέχειες του σταθμού από την τοπική κλιματική αλλαγή (Peterson et al., 1998). Ο σταθμός του οποίου η χρονοσειρά επιλέγεται να ομογενοποιηθεί, αναφέρεται ως υποψήφιος σταθμός και η χρονοσειρά του υποψήφια σειρά, ενώ οι γειτονικοί του σταθμοί ονομάζονται βοηθητικοί ή σταθμοί αναφοράς και οι σειρές τους, σειρές αναφοράς.

Ο υπολογισμός των κατάλληλων ρυθμίσεων διεξάγεται για παράδειγμα μελετώντας τις παρατηρούμενες αλλαγές όταν διατηρείται σταθερός ο τρόπος μέτρησης. Για παράδειγμα σε περίπτωση μετακίνησης ενός σταθμού πρέπει να διεξαχθεί μια παράλληλη μέτρηση στον παλιό και στο νέο τόπο μέτρησης για τουλάχιστον ένα έτος, προκειμένου να εξασφαλιστεί ότι η επίδραση όλων των εποχών έχει συμπεριληφθεί στις παρατηρήσεις. Η διαφορά μεταξύ των δύο σειρών δείχνει σε τι ποσοστό θα πρέπει η παλιά σειρά να διορθωθεί για να καταστεί ομογενής σε σχέση με τη νέα. Μια ακόμη δυνατότητα για να υπολογίσουμε το εύρος ρήξης μιας χρονοσειράς είναι ο υπολογισμός της ομοιογένειάς της σε σύγκριση με τις βιοθητικές παρατηρήσεις. Σε αυτές τις περιπτώσεις υπολογίζεται είτε η διαφορά (για παραμέτρους όπως θερμοκρασία, υγρασία, πίεση) μεταξύ υποψήφιας και βιοθητικής χρονοσειράς, είτε το πηλίκο τους (για υετό). Στην περίπτωση που και οι δύο χρονοσειρές είναι ομογενείς η διαφορά τους ή το πηλίκο τους παραμένουν σταθερά με το χρόνο. Αν αυτό δε συμβαίνει η αλλαγή στη διαφορά ή στο πηλίκο χρησιμοποιούνται για να εκτιμηθούν οι τιμές που θα προσαρμοστούν στην υποψηφία σειρά ώστε να γίνει ομογενής ως προς την βιοθητική.

Μέχρι σήμερα έχουν διεξαχθεί αρκετές μελέτες οι οποίες ερευνούν τεχνικές ομογενοποίησης και έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι όπως: οι εμπειρικές μέθοδοι (Jones et al., 1986; Rhoades and Salinger 1993), ο έλεγχος von Neumann Ratio test (von Neumann, 1941), ο έλεγχος Craddock (Craddock 1979; Auer 1992), η μέθοδος Stop trend (Kobysheva and Naumova, 1979), ο έλεγχος Pettitt (Pettitt, 1979), η μέθοδος Potter (Potter 1981; Plummer et al., 1995), ο έλεγχος Buishand Range test (Buishand, 1982; Wijngaard et al., 2003), ο έλεγχος Standard normal homogeneity test (Alexandersson, 1986; Forland and Hanssen-Bauer, 1994; Tuomenvirta and Drebs, 1994; Alexandersson and Moberg, 1997; Tuomenvirta, 2001; Khaliq and Ouarda, 2007; Esteban et al., 2010; Toreti et al., 2011; Brunet, 2012), η μέθοδος Wilcoxon rank-sum (Karl and Williams, 1987; Ducre-Robitaille et al., 2003), η μέθοδος Two phase regression (Solow, 1987; Easterling and Peterson, 1995a; Easterling and Peterson, 1995b; Lund and Reeves, 2002; Wang, 2003), η μέθοδος rank order change point test (Siegel and Castellan, 1988; Lanzante, 1996), η μέθοδος πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης (Gullett et al., 1991; Vincent, 1998; Reeves, 2007), η μέθοδος Caussinus-Mestre (Caussinus and Mestre, 1996; Caussinus and Lyazrhi, 1997; Mestre, 1999; Caussinus and Mestre, 2004), η μέθοδος MASH (Szentimrey, 1996; Szentimrey, 1999; Szentimrey, 2000), η προσεγγιστική μέθοδος Bayesian (Ouarda et al., 1999; Perreault et al., 1999 & 2000; Chu and Zhao, 2004), η μέθοδος USHCN (Menne and Williams, 2009b), η

μέθοδος ACMANT (Domonkos et al., 2011), η μέθοδος CLIMATOL (Guijarro, 2011), η μέθοδος HOMER (HOME, 2011).

Υπάρχουν επίσης ορισμένες μελέτες που πραγματεύονται αποκλειστικά τεχνικές ομογενοποίησης ημερήσιων χρονοσειρών (Trewin and Trevitt, 1996; Demaree et al., 2002; Maugeri et al., 2002, Vincent et al., 2002; Mekis and Vincent, 2004; Brandsma and Konnen, 2006; Brunet et al., 2006; Della-Marta and Wanner, 2006; Szentimrey, 2008b; Kuglitsch et al., 2009; Toreti et al., 2010; Wang et al., 2010; Mestre et al., 2011). Κάθε τεχνική ομογενοποίησης έχει διαφορετική φιλοσοφία καθώς αναπτύχθηκε για να εξυπηρετήσει συγκεκριμένους σκοπούς.

2.2 ΠΗΓΕΣ ΑΝΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΩΝ

Η διαδικασία εγκατάστασης, λειτουργίας και συντήρησης ενός μετεωρολογικού σταθμού, είτε συμβατικού είτε αυτόματου, είναι τυποποιημένη και καθορίζεται πλήρως από τον WMO. Σε αυτή την παράγραφο περιγράφονται οι γενικές προδιαγραφές που διέπουν την εγκατάσταση και λειτουργία ενός μετεωρολογικού ή κλιματολογικού σταθμού όπως αυτές διατυπώνονται από τον WMO (WMO, 1989; 2008b). Επίσης, εξετάζονται οι παράγοντες που συνήθως αποτελούν πηγές ανομοιογενειών στις κλιματικές σειρές.

2.2.1 Γενικές Απαιτήσεις Εγκατάστασης ενός Μετεωρολογικού Σταθμού

Οι μετεωρολογικές παρατηρήσεις πραγματοποιούνται για την υποστήριξη ποικίλων ανθρώπινων δραστηριοτήτων, επί παραδείγματι για την προετοιμασία σε πραγματικό χρόνο καιρικών αναλύσεων, προβλέψεων και έκτακτων προειδοποιήσεων, για τις διαδικασίες από-προσγείωσης ενός αεροσκάφους, για τον απόπλου των πλοίων, για την υδρολογία και τη γεωργική μετεωρολογία αλλά και για ερευνητικούς σκοπούς στη μετεωρολογία, την υδρολογία και την κλιματολογία. Οι παρατηρήσεις αυτές πρέπει να είναι αντιπροσωπευτικές της περιοχής ανάλογα πάντα με το φαινόμενο το οποίο μελετάται. Για παράδειγμα, οι συνοπτικές παρατηρήσεις πρέπει να είναι αντιπροσωπευτικές μιας περιοχής σε ακτίνα 100 km γύρω από το σταθμό όταν μελετώνται για παράδειγμα τυφώνες, αλλά για μικρής κλίμακας εφαρμογές, όπως η μελέτη της εξατμισοδιαπνοής ενός φυτού, η περιοχή μπορεί να έχει διαστάσεις 100 m (WMO, 2008b).

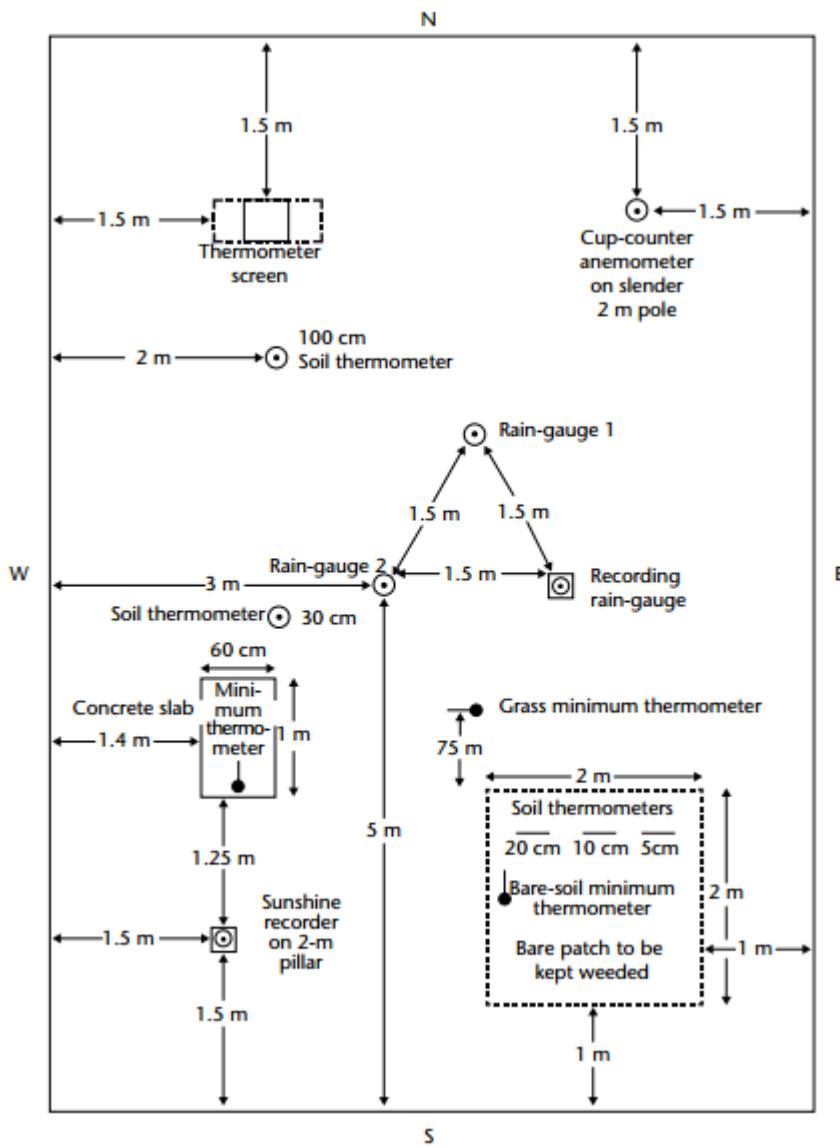
Η χωροθέτηση του σταθμού είναι κρίσιμη, αφού το σφάλμα λόγω ελλιπούς αντιπροσωπευτικότητας μπορεί να είναι πολύ μεγαλύτερο από εκείνο που αναμένεται από το κάθε όργανο μεμονωμένα. Ένας σταθμός σε μια λοφώδη ή παράκτια θέση είναι πιθανό να μην είναι αντιπροσωπευτικός στη μελέτη φαινομένων μεγάλης ή μέσης κλίμακας (Λούρμας και Μαμάσης, 2005). Οι μετεωρολογικοί σταθμοί παρατήρησης σχεδιάζονται έτσι ώστε να μπορούν να πραγματοποιούνται αντιπροσωπευτικές μετρήσεις σύμφωνα με τον τύπο του σταθμού. Κατά συνέπεια, οι παρατηρήσεις σε έναν συνοπτικό σταθμό θα πρέπει να καλύπτουν τις απαιτήσεις συνοπτικής κλίμακας, ενώ σε έναν αεροναυτικό σταθμό θα πρέπει να περιγράφουν τις συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή του αεροδρομίου.

Γενικά η περιοχή όπου θα εγκατασταθεί ένας συνοπτικός ή κλιματολογικός σταθμός θα πρέπει να είναι επίπεδη, χωρίς σημαντικές τοπογραφικές εξάρσεις ή απότομες κλίσεις ή κοιλότητες, και θα πρέπει να προσφέρει την ελεύθερη έκθεση στην ηλιοφάνεια και στον αέρα (WMO 2008b, Λούρμας και Μαμάσης, 2005). Πιο συγκεκριμένα:

- i. Τα εξωτερικά μετεωρολογικά όργανα θα πρέπει να είναι εγκατεστημένα σε επίπεδο έδαφος διαστάσεων όχι μικρότερο από 25 m × 25 m όταν υπάρχουν πολλά όργανα (Εικόνα 2.1). Όταν όμως υπάρχουν λιγότερα όργανα ο χώρος μπορεί να είναι 10 m × 7 m.
- ii. Το έδαφος θα πρέπει να είναι καλυμμένο με χλόη ή μια επιφάνεια αντιπροσωπευτική της περιοχής, και να περιβάλλεται με ανοικτή περίφραξη για να αποκλείεται η είσοδος σε αναρμόδια άτομα. Μέσα στην περίφραξη θα πρέπει να υπάρχει μια μικρή περιοχή, περίπου 2 m × 2 m, γυμνή για τις παρατηρήσεις της κατάστασης του εδάφους και της μέτρησης των θερμοκρασιών εδάφους σε διάφορα βάθη.
- iii. Δεν πρέπει να υπάρχει απότομη πλαγιά σε γειτνίαση με την περιοχή όπου είναι εγκατεστημένα τα όργανα και επιπλέον ο σταθμός δεν πρέπει να βρίσκεται σε κοίλωμα. Εάν αυτοί οι όροι δεν ικανοποιούνται, οι παρατηρήσεις μπορούν να παρουσιάσουν σφάλματα τα οποία μπορεί να αποδοθούν εξ' ολοκλήρου σε χαρακτηριστικά τοπικής σημασίας.
- iv. Η περιοχή πρέπει να είναι μακριά από τα δέντρα, κτήρια, τοίχους ή άλλα εμπόδια. Η απόσταση οποιουδήποτε τέτοιου εμποδίου (συμπεριλαμβανομένης και της περίφραξης) από το βροχόμετρο, δεν πρέπει να είναι μικρότερη του διπλάσιου του ύψους του αντικειμένου από το περιστόμιο του μετρητή, και κατά προτίμηση τέσσερις φορές το ύψος του.

- v. Ο ηλιογράφος, το ανεμόμετρο και το βροχόμετρο θα πρέπει να είναι εκτεθειμένα σύμφωνα με τις απαιτήσεις τους, στην ίδια περιοχή με τα άλλα όργανα.
- vi. Αν υπάρχουν κοντά στην περιφραγμένη περιοχή δέντρα ή κτήρια που να εμποδίζουν σημαντικά τον ορίζοντα, τότε θα πρέπει να επιλεχθεί άλλο σημείο για τις μετρήσεις ηλιοφάνειας και ακτινοβολίας.
- vii. Η θέση που χρησιμοποιείται για την παρατήρηση των νεφών και της ορατότητας θα πρέπει να είναι όσο το δυνατόν περισσότερο ανοικτή, έτσι ώστε να έχει ο παρατηρητής καλή άποψη του ουρανού αλλά και του περιβάλλοντος χώρου.
- viii. Στους παράκτιους σταθμούς, είναι επιθυμητό να έχει ο παρατηρητής άποψη της ανοικτής θάλασσας. Εντούτοις όμως, ο σταθμός δεν πρέπει να είναι κοντά στην άκρη ενός απότομου βράχου επειδή οι στρόβιλοι που δημιουργούνται έχουν επιπτώσεις στις μετρήσεις αέρα και υετού.
- ix. Πρέπει να σημειωθεί ότι η περίφραξη μπορεί να μην είναι η καλύτερη θέση από την οποία μπορεί να μετρηθεί η ταχύτητα και η ένταση του ανέμου. Είναι επιθυμητό να υπάρχει κάποιο άλλο σημείο, πιο εκτεθειμένο στον αέρα απ' όπου θα μπορούν να γίνονται οι μετρήσεις του ανέμου.
- x. Οι πολύ ανοικτές περιοχές, ενώ είναι ικανοποιητικές για τα περισσότερα όργανα είναι ακατάλληλες για τη μέτρηση υετού, καθώς το ποσό υετού που συγκεντρώνεται στη λεκάνη επηρεάζεται από ισχυρούς ανέμους. Σε τέτοιες περιοχές, απαιτείται η ύπαρξη κάποιου είδους καταφύγιου.
- xi. Οι παρατηρήσεις νεφών και ορατότητας κατά τη διάρκεια της νύχτας, γίνονται καλύτερα από μια περιοχή που είναι απρόσβλητη από τον ξένο φωτισμό.

Είναι προφανές ότι ορισμένες από τις ανωτέρω απαιτήσεις είναι εν μέρει αντιφατικές και απαιτούνται λύσεις συμβιβασμού για την εύρεση της καταλληλότερης θέσης εγκατάστασης ενός μετεωρολογικού σταθμού.



ΕΙΚΟΝΑ 2.1. Διάταξη ενός μετεωρολογικού σταθμού στο Βόρειο Ημισφαίριο, όπου φαίνονται οι ελάχιστες αποστάσεις μεταξύ των μετεωρολογικών οργάνων (WMO, 1989).

Ειδικότερα για τη μέτρηση της θερμοκρασίας αέρα, γνωρίζουμε ότι η ακτινοβολία από τον ήλιο, τα σύννεφα, το έδαφος και άλλα περιβάλλοντα αντικείμενα περνά μέσω του αέρα χωρίς να αλλάξει σημαντικά τη θερμοκρασία του, αλλά ένα θερμόμετρο που εκτίθεται ελεύθερα στο ύπαιθρο μπορεί να απορροφήσει αρκετή ακτινοβολία. Κατά συνέπεια, η θερμοκρασία του μπορεί να διαφέρει από την αληθινή θερμοκρασία αέρα, ανάλογα με την ένταση της ακτινοβολίας. Σε ένα θερμόμετρο αντίστασης, όπου χρησιμοποιείται ένα πολύ λεπτό καλώδιο για τη μέτρησης της θερμοκρασίας, η διαφορά μπορεί να είναι πολύ μικρή ή ακόμα και αμελητέα, αλλά στα συνηθισμένα θερμόμετρα η διαφορά θερμοκρασίας μπορεί

να φθάσει μέχρι και τους 25 Κ. Επομένως, προκειμένου να εξασφαλιστεί ότι το θερμόμετρο δείχνει την πραγματική θερμοκρασία αέρα, είναι απαραίτητο να προστατευθεί από την ακτινοβολία.

Για τη γενική μετεωρολογική χρήση, η παρατηρηθείσα θερμοκρασία πρέπει να είναι αντιπροσωπευτική του αέρα που περιβάλλει το σταθμό σε μια περιοχή 1,5-2 m από την επιφάνεια του εδάφους. Η καλύτερη περιοχή για τις μετρήσεις είναι πάνω από το επίπεδο του εδάφους, με ελεύθερη έκθεση στην ηλιοφάνεια και τον αέρα, όπου δεν εμποδίζεται η μέτρηση από δέντρα ή κτίρια. Μια περιοχή με απότομη κλίση ή σε μια κοιλότητα δεν συνίσταται, μιας και θα πρέπει να γίνουν ιδιαίτερες ρυθμίσεις και βαθμονομήσεις. Επίσης, οι παρατηρήσεις της θερμοκρασίας από την κορυφή των κτιρίων είναι αμφιβόλου αξιοπιστίας, λόγω της επίδρασης του ίδιου του κτιρίου στη θερμοκρασιακή κατανομή.

Πέρα από τη σωστή επιλογή θέσης εγκατάστασης ενός μετεωρολογικού σταθμού, θα πρέπει όλοι οι σταθμοί εδάφους να επιθεωρούνται το λιγότερο κάθε δύο χρόνια. Οι αγροτικοί μετεωρολογικοί σταθμοί πρέπει να επιθεωρούνται σε μικρότερα χρονικά διαστήματα ικανά να εξασφαλίσουν τη σωστή λειτουργία τους. Ο κύριος στόχος τέτοιων επιθεωρήσεων είναι για να εξακριβωθεί ότι:

- Η χωροθέτηση του σταθμού είναι σύμφωνη με τις προδιαγραφές.
- Τα όργανα είναι του εγκεκριμένου τύπου, σε σωστή διάταξη, και τακτικά συντηρημένα.
- Υπάρχει ομοιομορφία στις μεθόδους παρατήρησης και στις διαδικασίες για την εξαγωγή αποτελεσμάτων από τις παρατηρήσεις.
- Οι παρατηρητές είναι ικανοί να πραγματοποιήσουν τις παρατηρήσεις τους.

Τα μετεωρολογικά όργανα πρέπει να συντηρούνται τακτικά έτσι ώστε η ποιότητα των παρατηρήσεων να μην επιδεινώνεται σημαντικά μεταξύ των επιθεωρήσεων των σταθμών. Η τυπική συντήρηση περιλαμβάνει συνηθισμένες εργασίες, όπως η κοπή της χλόης και ο καθαρισμός των εκτεθειμένων επιφανειών των οργάνων, καθώς και τους συνιστώμενους από τον κατασκευαστή ελέγχους στα αυτόματα όργανα. Οι σωστοί τυπικοί έλεγχοι πρέπει να ανιχνεύουν τα ελαττώματα του εξοπλισμού εγκαίρως.

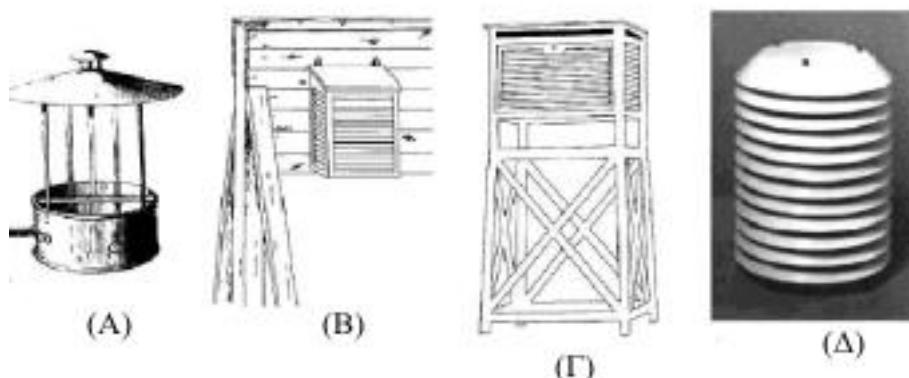
2.2.2 Αλλαγές στα Μετεωρολογικά Όργανα

Ανομοιογένειες μπορούν να προκύψουν από τις αλλαγές στον τρόπο με τον οποίο μετρούν, καταγράφουν και αποθηκεύουν τα μετεωρολογικά όργανα μια παράμετρο, καθώς παλιά όργανα μέτρησης αντικαθίστανται από νεότερα. Τα όργανα νεότερης τεχνολογίας είναι πιο εύχρηστα και αποτελεσματικά, εισάγουν ωστόσο φαινόμενες μεταβολές στη μελέτη κλιματικών χρονοσειρών.

Ειδικά για τη μέτρηση της θερμοκρασίας οι Nordli et al. (1997) ξεχωρίζουν τέσσερις βασικούς τύπους αισθητήρων για τη μέτρηση της θερμοκρασίας, που χρησιμοποιήθηκαν κατά καιρούς.

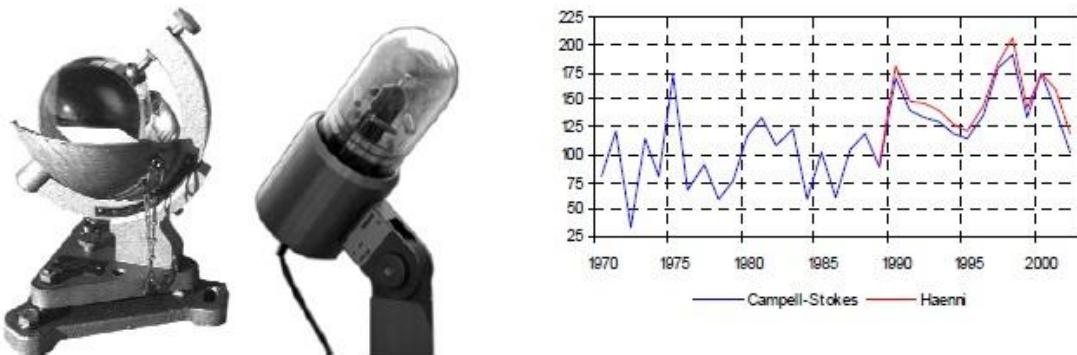
- Ανοιχτές κατασκευές με στέγαστρο (Εικόνα 2.2 Α)
- Επιτοίχιοι κλωβοί (Εικόνα 2.2 Β)
- Ξύλινοι κλωβοί τοποθετημένοι συνήθως πάνω σε γρασίδι (Εικόνα 2.2 Γ)
- Αισθητήρες της Vaisala που χρησιμοποιούνται συνήθως σε αυτόματους μετεωρολογικούς σταθμούς (Εικόνα 2.2 Δ).

Αυτοί οι διαφορετικοί τύποι θερμομέτρων έχουν εισαγάγει στις χρονοσειρές σφάλματα. Η εμπειρία έχει δείξει ότι τέτοιου είδους σφάλματα είναι πιο συχνά κατά τη διάρκεια μιας νήνεμης ημέρας με αίθριο ουρανό, οπότε η θερμοκρασία μέσα στον κλωβό ίσως είναι μεγαλύτερη από την πραγματική θερμοκρασία (Nordli et al., 1997).



ΕΙΚΟΝΑ 2.2. Τύποι Διαφόρων Αισθητήρων Θερμομέτρου. (Α) Σουηδικό με στέγαστρο, (Β) Δανέζικο με καφασωτό κάλυμμα στερεωμένο σε ξύλινο φράχτη, (Γ) Δανέζικο με κάλυμμα τύπου Stevenson, δημιουργήθηκε το Δεύτερο Παγκόσμιο Πόλεμο, (Δ) Αισθητήρας της Vaisala, τύπος DTR 13 (Nordli et al., 1997).

Ένα άλλο παράδειγμα ανομοιογένειας που προκλήθηκε από αντικατάσταση μετεωρολογικού οργάνου, απεικονίζεται στην Εικόνα 2.3 και αφορά τη μέτρηση της ηλιοφάνειας. Στην περίπτωση αυτή ο νέος αισθητήρας υπερεκτιμά τη μέτρηση της ηλιοφάνειας σε σχέση με το παλιό αυτογραφικό όργανο.



ΕΙΚΟΝΑ 2.3. Αριστερά: Δύο τύποι οργάνων για τη μέτρηση της ηλιοφάνειας: Campbell-Stokes αυτογραφικό όργανο και Haenni αισθητήρας από αυτόματο μετεωρολογικό σταθμό. **Δεξιά:** Επιπτώσεις: Χρονοσειρές ηλιοφάνειας (σε ώρες) τον Φεβρουάριο από το Graz-University (υψόμετρο 366 m) από το 1970: Campbell-Stokes (μπλε γραμμή). Με την εισαγωγή του αυτόματου σταθμού το 1989 ο αισθητήρας Haenni εγκαταστάθηκε δίπλα στο αυτογραφικό όργανο Campbell-Stokes (κόκκινη γραμμή), το οποίο τον Φεβρουάριο συστηματικά υπερεκτιμά τη μέτρηση ηλιοφάνειας. Ο αισθητήρας Haenni εισάγει μια αυξημένη τάση στην ηλιοφάνεια κατά 0,45 ώρες το έτος. Πηγή: Κεντρικό Ινστιτούτο Μετεωρολογίας και Γεωδυναμικής, Βιέννη, Αυστρία. (Auer et al., 2001a, Aguilar et al., 2003).

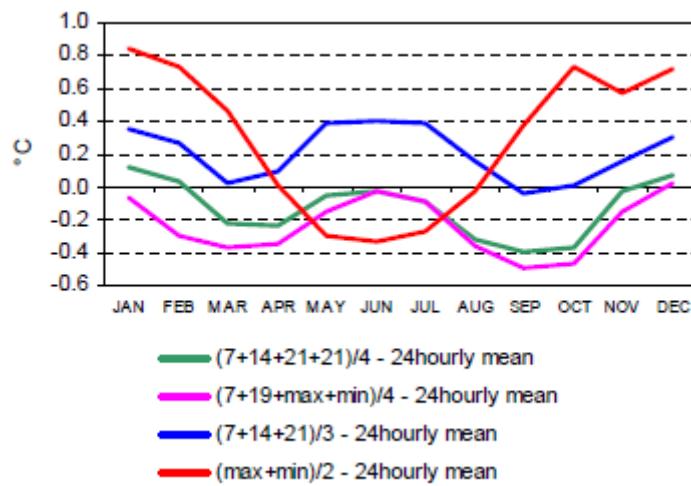
2.2.3 Άλλαγές στις Συνθήκες Παρατήρησης

Οι αλλαγές στις συνθήκες παρατήρησης περιλαμβάνουν την εφαρμογή νέων μεθόδων παρατήρησης, αλλαγές στους παρατηρητές, στις ώρες παρατήρησης, στον αριθμό των παρατηρήσεων ανά ημέρα κ.α. Μάλιστα, ακόμα και μια αλλαγή στον τρόπο υπολογισμού της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας μπορεί να είναι πηγή ανομοιογένειας. Για παράδειγμα για τον υπολογισμό της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας μπορούν να χρησιμοποιηθούν διάφοροι τύποι όπως:

- $T_{\text{μέση ημερήσια}} = (T_{00\text{UTC}} + \dots + T_{24\text{UTC}})/24$
- $T_{\text{μέση ημερήσια}} = (T_{06\text{UTC}} + T_{12\text{UTC}} + T_{18\text{UTC}} + T_{18\text{UTC}})/4$

- $T_{\text{μέση ημερήσια}} = (T_{06\text{UTC}} + T_{12\text{UTC}} + T_{18\text{UTC}})/3$
- $T_{\text{μέση ημερήσια}} = (T_{\text{μέγιστη}} + T_{\text{ελάχιστη}})/2$

Όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.4 οι διάφοροι τύποι υπολογισμού της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας στο σταθμό Puchberg που βρίσκεται εγκατεστημένος στις Άλπεις της Αυστρίας, δίνουν διαφορετικές τιμές θερμοκρασίας. Παρατηρούμε ότι οι διάφοροι τύποι αποκλίνουν από τον πραγματικό μέσο όρο των 24 μετρήσεων θερμοκρασίας από περίπου -0,6 έως και +0,8°C.



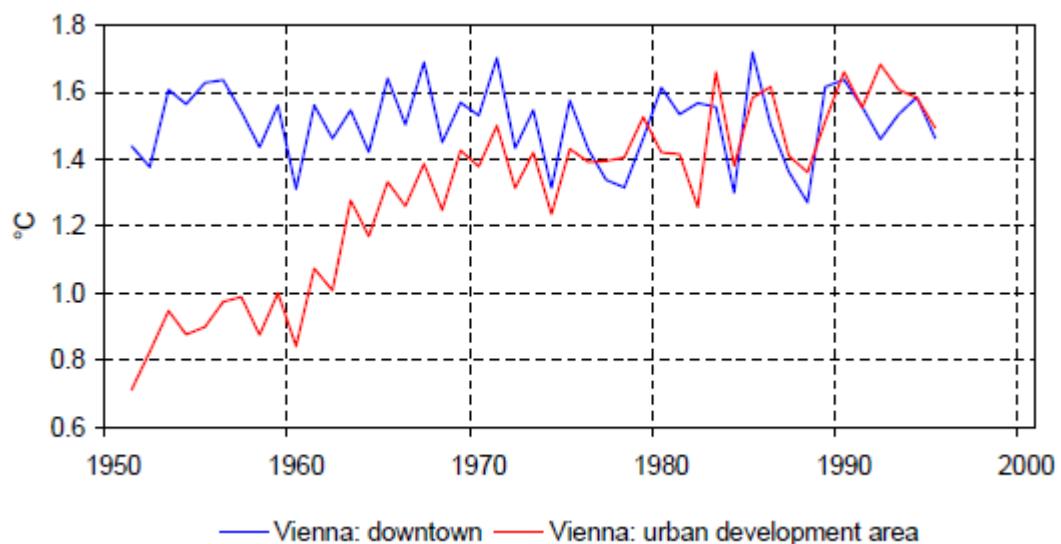
ΕΙΚΟΝΑ 2.4. Γράφημα διαφοράς μεταξύ διαφόρων τύπων υπολογισμού μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας και του μέσου όρου 24 ωριαίων παρατηρήσεων θερμοκρασίας, στον σταθμό Puchberg των Άλπεων της Αυστρίας για την περίοδο 1987-1996. Πηγή: Κεντρικό Ινστιτούτο Μετεωρολογίας και Γεωδυναμικής, Βιέννη, Αυστρία (Auer et al., 2001a, Aguilar et al., 2003).

2.2.4 Αστικοποίηση και Αλλαγές στις Χρήσεις Γης

Σήμερα ο πληθυσμός της γης είναι σημαντικά μεγαλύτερος απ' ότι στο παρελθόν, και θα συνεχίσει να αυξάνεται για πολλές δεκαετίες ακόμη. Η αστικοποίηση οδηγεί αφενός στη μείωση των περιοχών πρασίνου μέσα σε μια κωμόπολη ή μια πόλη και αφετέρου στην αυξημένη χρήση σκυροδέματος και χάλυβα, και στη χρησιμοποίηση όλο και περισσότερων οχημάτων με αποτέλεσμα την αυξημένη συγκέντρωση ατμοσφαιρικών ρύπων. Επίσης τα χαρακτηριστικά ενός μετεωρολογικού σταθμού παρατήρησης αλλάζουν με το χρόνο, για παράδειγμα μεγαλώνουν τα δέντρα, χτίζονται νέα κτήρια κ.λπ. (Peterson et al., 1998).

Οποιαδήποτε όμως αλλαγή στο μικροκλίμα μιας περιοχής γύρω από το μετεωρολογικό σταθμό, αποτελεί πηγή ανομοιογένειας. Η αύξηση του πληθυσμού αλλά και οι αλλαγές της χρήσης γης επιδρούν στις κλιματικές χρονοσειρές. Τα αποτελέσματα όμως της αστικοποίησης σε μια μετεωρολογική χρονοσειρά δεν προκαλούν αιφνίδιες ασυνέχειες και απότομα σημεία ρήξης εάν το τοπικό περιβάλλον παραμένει αμετάβλητο, αντί αυτού προκαλείται μια βαθμιαία τάση. Εντούτοις, αυτή η τάση δεν μπορεί να θεωρηθεί ότι χαρακτηρίζει το κλίμα μιας ολόκληρης πόλης, καθώς επηρεάζεται έντονα από τα τοπικά χαρακτηριστικά του περιβάλλοντα χώρου. Οι επιπτώσεις της αστικοποίησης μπορεί να είναι μικρότερες σε έναν σταθμό που εγκαταστάθηκε εξ' αρχής σε μια πυκνοκατοικημένη ή αστική περιοχή, από τις επιπτώσεις σε ένα σταθμό που το αρχικό του περιβάλλον ήταν αγροτικό ή ελαφρώς αστικοποιημένο.

Στην Εικόνα 2.5 παρουσιάζεται η μεταβολή της θερμοκρασίας ανά δεκαετία σε δύο διαφορετικούς σταθμούς της Βιέννης, εκ των οποίων ο ένας ήταν τοποθετημένος σε αστική περιοχή και ο άλλος σε περιοχή που από αγροτική σταδιακά αναπτύχθηκε και αστικοποιήθηκε.

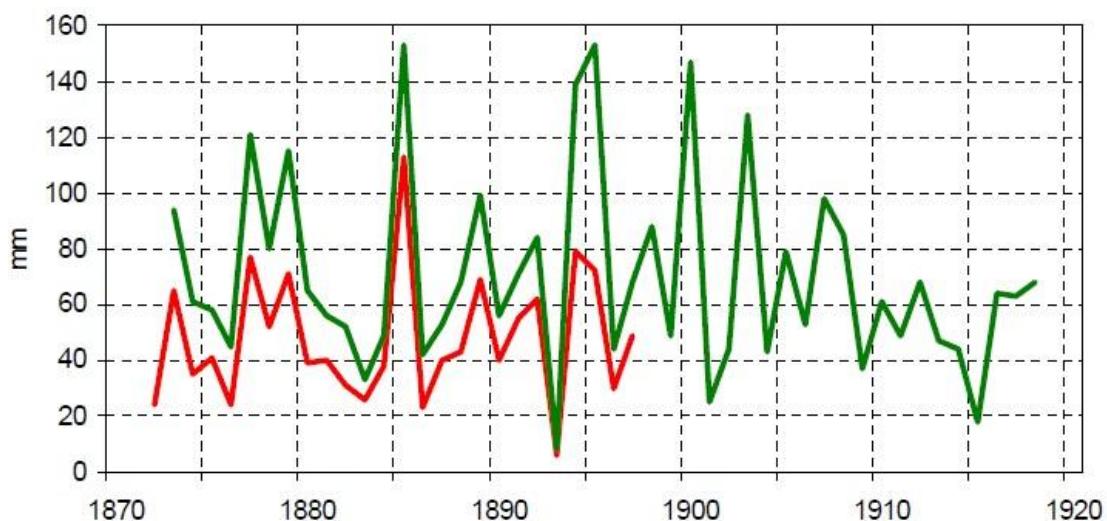


ΕΙΚΟΝΑ 2.5. Χρονοσειρές μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για την περίοδο 1951-1995. Ο σταθμός που βρίσκεται στην πιο πυκνοκατοικημένη περιοχή παρουσιάζει μια σταθερή θερμοκρασιακή υπεροχή σε σχέση με αυτόν που βρίσκεται σε αγροτική, ενώ η τάση της θερμοκρασίας στο σταθμό που βρίσκεται σε μια αστικά αναπτυσσόμενη περιοχή είναι **0.18 °C** ανά δεκαετία (Bohm, 1998, Aguilar et al., 2003).

2.2.5 Μετακίνηση Μετεωρολογικών Σταθμών

Σημαντική πηγή ανομοιογένειας αποτελεί η μετακίνηση ενός μετεωρολογικού σταθμού από έναν τόπο σε άλλον. Πολλές φορές ένας μετεωρολογικός σταθμός μετακινείται από την αρχική του θέση είτε επειδή έχει αλλάξει ο περιβάλλων χώρος οπότε δεν ικανοποιούνται πλέον οι συνθήκες που ορίζει ο WMO, είτε επειδή ο σταθμός καλείται να καλύψει και άλλες απαιτήσεις εκτός από αυτές για τις οποίες είχε αρχικά εγκατασταθεί.

Στην Εικόνα 2.6 απεικονίζεται η χρονοσειρά υετού για τον μήνα Απρίλιο, από έναν σταθμό της Κροατίας, όπου για διάστημα 25 ετών έγιναν παράλληλες μετρήσεις στον ίδιο σταθμό, ο οποίος είναι εγκατεστημένος στην Υδρογραφική Υπηρεσία, σε δυο διαφορετικά σημεία του σταθμού: α) στην οροφή του κτιρίου και β) στην αυλή του κτιρίου. Παρατηρείται ότι η μετρήσεις στην αυλή του κτιρίου είναι αυξημένες κατά 20-60mm.



ΕΙΚΟΝΑ 2.6. Χρονοσειρές υετού για τον μήνα Απρίλιο από το σταθμό Pula Monte Zaro (Κροατία). Οι μετρήσεις ξεκινούν από το 1871 και έγιναν στην οροφή του κτιρίου της Κεντρικής Υδρογραφικής Υπηρεσίας (κόκκινη γραμμή), ενώ από το 1873 έγιναν παράλληλες μετρήσεις υετού στην αυλή της Υδρογραφικής Υπηρεσίας (πράσινη γραμμή). Η περίοδος παράλληλων μετρήσεων διήρκησε από 1873 έως το 1897. Η μέτρηση της ποσότητας του υετού τον Απρίλιο στην οροφή του κτιρίου παρουσιάζει έλλειμμα της τάξεως του 35 % σε σύγκριση με αυτή που μετρήθηκε στον περίβολο. Πηγή: Jahrbücher der K. K. Central-Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus 1871-1915, Wien, Beiträge zur Hydrographie Österreichs, X. Heft, Lieferung II, Wien and Archivio del Ufficio Centrale di Meteorologia e Geofisica Italiano, Roma (Aguilar et al., 2003).

Όσον αφορά το δίκτυο σταθμών της ΕΜΥ, είναι γεγονός ότι αρχικά οι μετεωρολογικοί σταθμοί τοποθετήθηκαν σε πόλεις ή χωριά εκτελώντας συνοπτικές παρατηρήσεις. Ωστόσο, τη δεκαετία του '80 πολλοί συνοπτικοί σταθμοί της ΕΜΥ μετακινήθηκαν από τις πόλεις ή χωριά στα αεροδρόμια προκειμένου να καλύψουν τις απαιτήσεις της αεροναυτιλίας.

3. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

3.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΘΕΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΑΕΡΑ

Ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (WMO, 1992) ορίζει ως θερμοκρασία το μέτρο εκείνο με το οποίο προσδιορίζεται η "θερμική κατάσταση" των διαφόρων σωμάτων, είναι δηλαδή ένα φυσικό μέγεθος που συνδέεται με τη μέση κινητική ενέργεια των μορίων ενός θερμοδυναμικού συστήματος, το οποίο και χαρακτηρίζει πόσο θερμό ή πόσο ψυχρό είναι αυτό. Η θερμοκρασία είναι μία από τις καταστατικές μεταβλητές που χαρακτηρίζουν τη θερμοδυναμική κατάσταση ενός σώματος. Το εύρος τιμών της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα κυμαίνεται από -80 έως 60 °C.

Οι πρώτες συστηματικές μετεωρολογικές παρατηρήσεις στην Ελλάδα αρχίζουν το 1858 από το τότε Μετεωρολογικό Ινστιτούτο, σημερινό Ινστιτούτο Ερευνών Περιβάλλοντος και Βιώσιμης Ανάπτυξης του ΕΑΑ, ενώ από το 1890 αρχίζει να λειτουργεί ένα μικρό δίκτυο 7 μετεωρολογικών σταθμών σε όλη τη χώρα. Το 1931 ιδρύεται η Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY) στο χώρο του τότε νεοσύστατου Υπουργείου Αεροπορίας, με κύρια αποστολή τη μετεωρολογική υποστήριξη των φορέων της Εθνικής Άμυνας, της Εθνικής Οικονομίας και του κοινωνικού συνόλου της χώρας μας.

Στην Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, υπάρχουν σε χειρόγραφη μορφή από το 1894 μηνιαίες τιμές θερμοκρασίας για περίπου 10 μετεωρολογικούς σταθμούς και από το 1931 με 1932 για άλλους 31 μετεωρολογικούς σταθμούς. Ωστόσο, λίγες από αυτές τις σειρές είναι πλήρης, οι περισσότερες έχουν κενά άνω των 5 ετών κατά την περίοδο του Β' Παγκόσμιου Πολέμου. Σε ηλεκτρονική μορφή υπάρχουν διαθέσιμες ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας από το 1951 για το σταθμό της Αλεξανδρούπολης και από το 1955 για άλλους 18 σταθμούς. Από τότε μέχρι σήμερα έχουν εγκατασταθεί από την EMY σε ολόκληρη την ελληνική επικράτεια, περίπου 140 συμβατικοί μετεωρολογικοί σταθμοί, ενώ από το 2008 στα πλαίσια εκσυγχρονισμού του δικτύου της EMY οι περισσότεροι συμβατικοί σταθμοί μετατράπηκαν σε αυτόματους και ημιαυτόματους σταθμούς. Σήμερα 117 σταθμοί βρίσκονται σε λειτουργία (34 συμβατικοί, 46 αυτόματοι και 37 ημιαυτόματοι).

Αναλύοντας το σύνολο των διαθέσιμων χρονοσειρών θερμοκρασίας της EMY επιλέξαμε να μελετήσουμε τις χρονοσειρές θερμοκρασίας 59 σταθμών για την περίοδο 1960-2004. Η επιλογή αυτών των σταθμών έγινε καταρχάς με κριτήριο το χρονικό διάστημα λειτουργίας τους και την πληρότητα της χρονοσειράς κατά το χρονικό αυτό διάστημα,

καθώς, σύμφωνα με τους Della-Marta et al. (2006), θα πρέπει να είναι διαθέσιμο τουλάχιστον το 70 % των ημερήσιων δεδομένων της περιόδου που θα επιλέξουμε να εξετάσουμε και να διορθώσουμε τις χρονοσειρές. Όσο λιγότερες ελλείψεις υπάρχουν, τόσο ελαχιστοποιείται η τάση που πιθανώς να προκαλέσουν τα ελλιπή στοιχεία στη χρονοσειρά. Συνεπώς όταν εξετάζεται μια μεγάλη χρονοσειρά, προκειμένου να μελετηθούν η τάση ή η μεταβολή της θερμοκρασίας ανά δεκαετία, είναι σημαντικό να αποκλείονται σειρές οι οποίες παρουσιάζουν πολλά κενά σε ημερησία και μηνιαία βάση ή σειρές από τις οποίες λείπουν ολόκληρες εποχές (Moberg and Jones, 2005). Επιπλέον για την επιλογή των σταθμών λήφθηκε υπόψη αφενός η αξιοπιστία των μετρήσεων τους και αφετέρου η γεωγραφική τους θέση προκειμένου να καλύψουμε σχεδόν όλες τις κλιματικές ζώνες της ελληνικής επικράτειας.

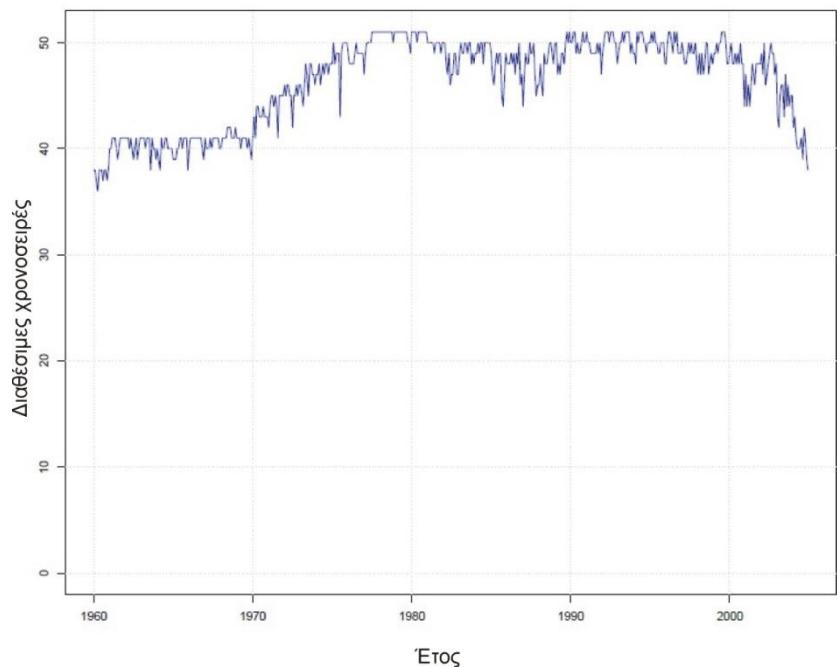
Για την ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών θερμοκρασίας χρησιμοποιήθηκαν οι ημερήσιες τιμές και από αυτές υπολογίστηκαν οι μηνιαίες τιμές σύμφωνα με τις οδηγίες του WMO (WMO, 2011), ο οποίος συνιστά τις Μετεωρολογικές Υπηρεσίες να μην υπολογίζουν τις μηνιαίες τιμές αν λείπουν 10 ημερήσιες τιμές (διάσπαρτες) ή αν λείπουν πάνω από 5 συνεχόμενες ημερήσιες τιμές.

Στον Πίνακα 3.1 παρουσιάζονται οι 59 μετεωρολογικοί σταθμοί που επιλέξαμε για να ομογενοποιηθούν οι χρονοσειρές τους. Σε επτά περιπτώσεις που υπήρχε μετακίνηση του σταθμού σε κοντινή απόσταση (συνήθως από τις πόλεις στα αεροδρόμια), ενοποιήσαμε τις σειρές πριν και μετά τη μετεγκατάσταση και μελετήσαμε ως προς την ομοιογένεια τις νέες χρονοσειρές που προέκυψαν από την ενοποίηση. Ως εκ τούτου, μελετήσαμε συνολικά 52 χρονοσειρές. Στην παράγραφο 3.2.2 (ποιοτικά δεδομένα μετεωρολογικών σταθμών EMY) αναφέρονται ποιες σειρές ενοποιήθηκαν. Από τους 52 μετεωρολογικούς σταθμούς, για τους 38 υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα για περίπου 45 έτη (1960-2004). Στην Εικόνα 3.1 παρουσιάζεται ο όγκος των διαθέσιμων δεδομένων μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας ανά έτος για το σύνολο των μετεωρολογικών σταθμών και στην Εικόνα 3.2 παρουσιάζεται η συχνότητα εμφάνισης διαφόρων τιμών μέσης θερμοκρασίας.

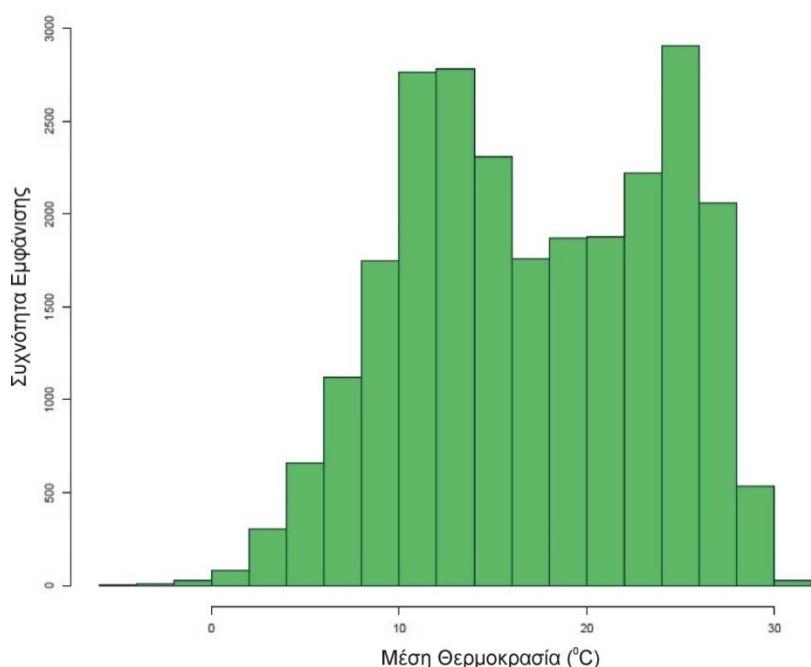
**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών που επιλέξαμε να ομογενωποιηθούν
οι χρονοσειρές μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας.**

α/α	Κωδικός Σταθμού	Όνομα Σταθμού	Γεωγραφικό Πλάτος	Γεωγραφικό Μήκος	Υψόμετρο (m)	Διαθέσιμα Δεδομένα
1	16606	Σέρρες	41° 04'35.40"	23° 31' 45.85"	32	1971-2004
2	16607	Δράμα	41° 09' 00"	24° 09' 00"	104	1975-1989
3	16608	Καβάλα (πόλη)	40° 56' 15"	24° 24' 28.44'	6.5	1986-2004
4	16609	Ξάνθη	41° 08'12.84"	24° 53'11.40"	84	1975-2004
5	16611	Σουφλί	41° 12' 00"	26° 18' 00"	15	1973-2004
6	16613	Φλώρινα	40° 48'17.05"	21° 25' 41.23"	619.4	1961-2004
7	16622	Θεσ/κη (Μακεδονία)	40° 31'38.64"	22° 58'17.40"	1.68	1959-2004
8	16625	Καβάλα(Αμυγδαλεώνας)	40° 57' 41"	24° 21' 23"	60	1956-1984
9	16627	Αλεξανδρούπολη	40° 51'26.30"	25° 56'49.20"	3.52	1951-2004
10	16632	Κοζάνη	40° 17'22.20"	21° 50' 29.40"	621	1955-2004
11	16641	Κέρκυρα	39° 36'29.16"	19° 54'50.04"	1.13	1955-2004
12	16642	Ιωάννινα	39° 41'41.70"	20° 49' 09.50"	483.36	1956-2004
13	16643	Άκτιο	38° 55'19.17"	20° 46'07.79"	1.47	1971-2004
14	16645	Τρίκαλα	39° 33' 00	21° 45' 36"	100	1973-2004
15	16648	Λάρισα	39° 38'45.80"	22° 27' 36.55"	71.15	1955-2004
16	16650	Λήμνος(αεροδρόμιο)	39° 55'20.30"	25° 13'58.35"	4.81	1974-2004
17	16651	Λήμνος (πόλη)	39° 53' 00"	25° 03' 50"	10	1956-1973
18	16662	Σκόπελος	39°10' 35"	23°30' 08"	11	1956-2004
19	16665	Αγχίαλος	39° 13'27.84"	22° 47' 34.24"	12.85	1956-2004
20	16667	Μυτιλήνη	39° 03'14.76"	26° 36'13.68"	4.22	1955-2004
21	16672	Αγρίνιο	38°36' 15"	21° 21' 07"	25	1956-2004
22	16674	Αλίαρτος	38° 22' 48"	23° 06' 00"	110	1967-2000
23	16675	Λαμία	38° 52'35.48"	22° 26' 09.51"	12.46	1970-2004
24	16682	Ανδραβίδα	37° 55'22.08"	21° 17'14.64"	10.10	1959-2004
25	16684	Σκύρος	38° 57'46.44"	24° 29'26.52"	22	1955-2004
26	16685	Αργοστόλι	38° 07'12.70"	20° 30'17.80"	25.20	1970-2004
27	16687	Άραξος	38° 08'56.76"	21° 25'19.92"	11.92	1955-2004
28	16689	Πάτρα	38° 15' 20"	21° 44' 15"	1	1955-2002
29	16693	Δεσφίνα	38°25'14.96'	22°31' 47.30"	585	1961-2004
30	16699	Τανάγρα	38° 20'07.44"	23° 33'46.44"	138.05	1957-2004

31	16701	Φιλαδέλφεια	38° 03' 00"	23° 43' 48"	136	1955-2004
32	16704	Χίος (πόλη)	38°22' 23"	26°08' 05"	10	1955-1973
33	16705	Ζάκυνθος (πόλη)	37° 47' 16"	20° 54' 00"	5	1956-1982
34	16706	Χίος (αεροδρόμιο)	38° 20'43.08"	26° 08'31.20"	4.69	1973-2004
35	16707	Πύργος	37° 40' 36"	21° 25' 36"	12	1975-2003
36	16710	Τρίπολη	37° 31'28.92"	22° 23'49.92"	650.57	1957-2004
37	16715	Τατόι	38° 06'24.84"	23° 46'48.36"	236.55	1956-2004
38	16716	Ελληνικό	37° 53'23.28"	23° 44'30.84"	43	1955-2004
39	16717	Πειραιάς	37° 56' 54"	23° 38' 31"	5	1956-2004
40	16718	Ελευσίνα	38° 04' 3.00"	23° 33' 08.28"	26.54	1958-2004
41	16719	Ζάκυνθος (αεροδρόμιο)	37° 45'05.10"	20° 53' 15.30"	2.85	1982-2004
42	16721	Σάμος (πόλη)	37° 45' 28"	26° 58' 18"	7	1955-1978
43	16723	Σάμος (αεροδρόμιο)	37° 41'27.96"	26° 54'58.32"	5.93	1978-2004
44	16726	Καλαμάτα	37° 04'09.12"	22° 01'21.36"	6.20	1956-2004
45	16732	Νάξος	37° 06'05.04"	25° 22'23.88"	9	1955-2004
46	16734	Μεθώνη	36° 49'31.46"	21° 42' 16.15"	51.84	1956-2004
47	16738	Μήλος	36° 44'19.12"	24° 25'45.47"	166.85	1955-2004
48	16740	Κως (πόλη)	36° 53' 30"	27° 17' 48"	5	1961-1981
49	16742	Κως (αεροδρόμιο)	36° 48'01.44"	27° 05'28.68"	126	1981-2004
50	16743	Κύθηρα	36° 08'57.18"	22° 59' 19.40"	166	1955-2004
51	16746	Σούδα	35° 31'43.68"	24° 08'43.44"	147.64	1958-2004
52	16748	Κάρπαθος (πόλη)	35° 30' 27"	27° 12' 47"	9	1971-1995
53	16749	Ρόδος	36° 24'07.92"	28° 05'17.52"	6.63	1955-2004
54	16754	Ηράκλειο	35° 20'07.08"	25° 10' 55.20"	39	1955-2004
55	16756	Ιεράπετρα	35° 00' 47"	25° 43' 48"	10	1956-2004
56	16757	Σητεία	35° 12'56.16"	26° 06'10.44"	113.65	1960-2004
57	16758	Ρέθυμνο	35° 21' 59"	24° 30' 23"	7	1957-2004
58	16759	Τυμπάκι	35° 03'59.40"	24° 45'43.56"	6	1959-2004
59	16765	Κάρπαθος(αεροδρόμιο)	35° 25' 39"	27° 08' 49.20"	10.5	1990-2004



ΕΙΚΟΝΑ 3.1. Διαθέσιμος όγκος δεδομένων μέσης θερμοκρασίας αέρα ανά έτος για το σύνολο των μετεωρολογικών σταθμών.



ΕΙΚΟΝΑ 3.1. Συχνότητα εμφάνισης διαφόρων τιμών μέσης θερμοκρασίας.

3.2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΥΕΤΟΥ

Η λέξη υετός παράγεται από το αρχαίο ελληνικό ρήμα *ὕω* και σημαίνει βροχή, όμβρος. Με τον όρο υετός εννοούμε το σύνολο των κατακόρυφων, κυρίως, ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων που αναφέρουν μετρήσιμη ποσότητα νερού σε μορφή: βροχής, ψεκάδων, χιονιού, χιονολύτου, χαλάζης κ.α. Προφανώς, τα νέφη είναι γενικά, η μοναδική πηγή προέλευσης του υετού. Ανάμεσα στις διάφορες μορφές του υετού οι σπουδαιότερες είναι η βροχή, το χιόνι και το χαλάζι (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2008). Άλλες μορφές του υετού είναι οι ψεκάδες, το χιονόνερο, η παγωμένη βροχή, ο χιονόκοκκος και τα χιονοσφαιρίδια.

Η ποσότητα του ύδατος που πέφτει στο έδαφος υπό οποιαδήποτε μορφή υετού μετριέται με ειδικά όργανα, βροχόμετρα ή βροχογράφους και εκφράζεται με το ύψος της στήλης ύδατος. Είναι το ύψος στο οποίο θα έφθανε η στάθμη του ύδατος που φθάνει σε οριζόντια επιφάνεια αν αυτή δεν παρουσιάζει απορροή, απορρόφηση και εξάτμιση. Καθιερωμένη διεθνώς μονάδα μέτρησης του υετού είναι το χλιοστό (mm). Υετός ύψους 1 mm είναι η βροχόπτωση που αποφέρει ποσότητα νερού ίση με 1 kg σε μια λεία επιφάνεια εμβαδού 1 m² αν δεν υπάρχει απορροή, απορρόφηση ή εξάτμιση.

Η χωρική κατανομή των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στη χώρα μας δεν είναι εύκολο να υπολογιστεί, καθώς το ύψος υετού διαφέρει πολλές φορές σημαντικά μεταξύ γειτονικών σταθμών ακόμη και όταν αυτοί βρίσκονται σε απόσταση λίγων χλιομέτρων, κάτι που πρωτίστως οφείλεται στο έντονο ανάγλυφο της Ελλάδας και στην αναλογία ξηράς και θάλασσας (Μαριολόπουλος και Καραπιτέρης, 1955). Αν η χώρα μας ήταν επίπεδη χωρίς την ύπαρξη σημαντικών ορεινών όγκων, τότε ένας περιορισμένος αριθμός μετεωρολογικών σταθμών θα ήταν αρκετός ώστε να χαραχθούν οι μεταξύ των σταθμών ισοϋετες καμπύλες και με τη βοήθεια αυτών να εκτιμηθεί το ύψος υετού σε οποιοδήποτε σημείο. Ως εκ τούτου, απαιτείται ένας μεγάλος αριθμός μετεωρολογικών δεδομένων υετού για να υπολογιστεί το μέσο ύψος υετού σε διάφορες περιοχές.

Έχοντας πάντα ως ένα από τους στόχους της διατριβής αυτής, τη συμβολή στη δημιουργία ενός κλιματικού άτλαντα, επιλέξαμε αρχικά να εξετάσουμε ως προς την ομοιογένειά τους όλες τις διαθέσιμες χρονοσειρές μηναίου ύψους υετού που καλύπτουν μια περίοδο τουλάχιστον 30 ετών (1974-2004). Προκειμένου δηλαδή να έχουμε στη διάθεση μας έναν μεγαλύτερο αριθμό σταθμών επιλέξαμε μικρότερη περίοδο από την 45-ετή περίοδο που χρησιμοποιήσαμε στην περίπτωση της θερμοκρασίας. Υπενθυμίζουμε ότι

το μηναίο ύψος υετού υπολογίζεται από το άθροισμα των ημερήσιων υψών υετού. Μάλιστα αν λείπει μια ημερήσια τιμή τότε δεν μπορεί να υπολογιστεί το μηναίο ύψος.

‘Υστερα όμως από προσεκτικό ποιοτικό έλεγχο των διαθέσιμων χρονοσειρών προέκυψαν τα εξής προβλήματα:

- Υπήρχαν σε πολλούς σταθμούς αρκετές ύποπτες τιμές. Για παράδειγμα αρκετοί σταθμοί είχαν καταχωρημένο σχεδόν όλους τους μήνες, ως μηνιαίο ύψος υετού μηδενική τιμή 0,0 mm, γεγονός που υποδεικνύει ότι το βροχόμετρο ή ο βροχογράφος κατέγραψε τον συγκεκριμένο μήνα ίχνη υετού. Στην πραγματικότητα όμως αυτές οι τιμές ήταν ελλείπουσες και ήταν λάθος καταχωρημένες στην κλιματική βάση ως μηδενικό ύψος υετού. Αφαιρέσαμε λοιπόν όλες αυτές τις προφανώς ύποπτες μηδενικές τιμές και τις αντικαταστήσαμε από ελλείπουσες τιμές.
- Αρκετοί σταθμοί είχαν πάνω από 30 % ελλείπουσες τιμές. Δηλαδή σε μια χρονοσειρά 31 ετών υπήρχαν πάνω από 10 ελλείπουσες τιμές. Εξαιρέσαμε επομένως αυτούς τους σταθμούς από τη διαδικασία της ομογενοποίησης.
- Ορισμένοι σταθμοί ενώ είχαν τους περισσότερους μήνες λίγες ελλείπουσες τιμές (σε αποδεκτά επίπεδα), είχαν για παράδειγμα έναν μήνα όλες τις τιμές ελλείπουσες, με αποτέλεσμα να είναι αδύνατος ο υπολογισμός εποχικών ή ετήσιων σειρών. Ως εκ τούτου, οι σειρές αυτές αχρηστεύθηκαν και τις αφαιρέσαμε από τη διαδικασία της ομογενοποίησης.
- Αφαιρέσαμε επίσης από τη διαδικασία της ομογενοποίησης κάποιους λίγους σταθμούς, καθώς παρατηρήσαμε ότι είχαν σχετικά καλή συσχέτιση μόνο με έναν σταθμό αναφοράς και σχετικά κακή συσχέτιση ($r < 0,5$) με όλους τους υπόλοιπους σταθμούς της περιοχής.
- Γενικά στο δίκτυο της ΕΜΥ λίγοι σταθμοί είναι εγκατεστημένοι σε μεγάλο υψόμετρο και ως εκ τούτου δεν μπορούμε να καλύψουμε τις ορεινές περιοχές.

Έπειτα από την αντιμετώπιση των ανωτέρω προβλημάτων προέκυψαν τελικά 68 σειρές μηνιαίου ύψους υετού που καλύπτουν την περίοδο 1974-2004. Η μη ύπαρξη ορεινών σταθμών αφενός αλλά και ο σχετικά μικρός αριθμός διαθέσιμων χρονοσειρών υετού αφετέρου, μας απέτρεψαν από το να προχωρήσουμε σε γεωχωρική ανάλυση του υετού, την οποία πραγματοποιήσαμε για τη μέση θερμοκρασία (κεφάλαιο 10).

Όπως και στην περίπτωση της θερμοκρασίας, ενοποιήσαμε ορισμένες χρονοσειρές και συγκεκριμένα 6, καθώς είχε μετακινηθεί ο μετεωρολογικός σταθμός σε κοντινή

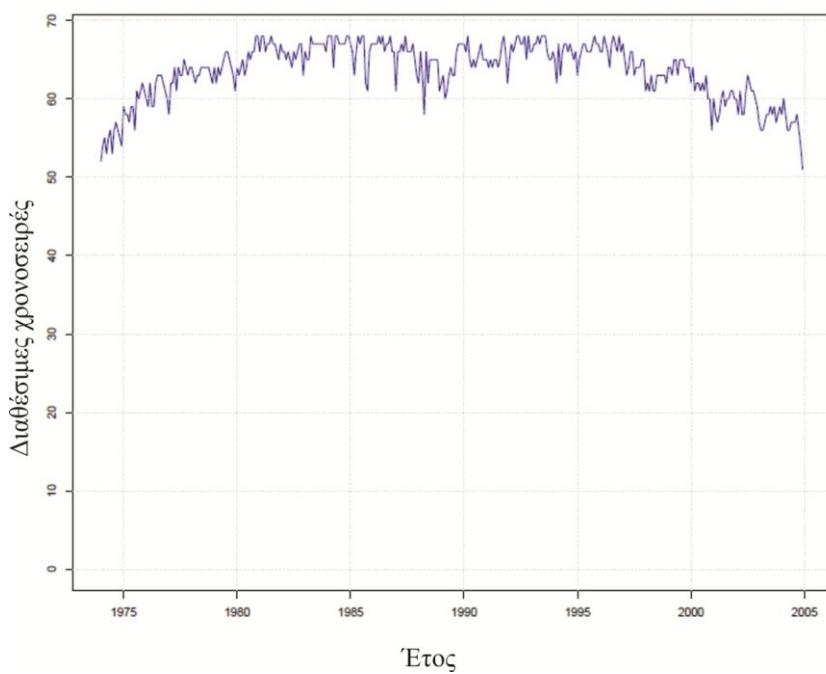
περιοχή. Στην παράγραφο 3.2.2 (Ποιοτικά δεδομένα μετεωρολογικών σταθμών EMY) αναφέρουμε ποιες σειρές ενοποιήθηκαν. Στον Πίνακα 3.2 παρουσιάζονται οι 74 μετεωρολογικοί σταθμοί, τις σειρές των οποίων μελετήσαμε και στις Εικόνες 3.3 και 3.4 παρουσιάζεται ο όγκος των διαθέσιμων δεδομένων μηνιαίου ύψους υετού ανά έτος για το σύνολο των μετεωρολογικών σταθμών και η συχνότητα εμφάνισης τιμών υετού αντιστοίχως.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών που επιλέξαμε να ομογενοποιηθούν οι χρονοσειρές μηνιαίου ύψους υετού.

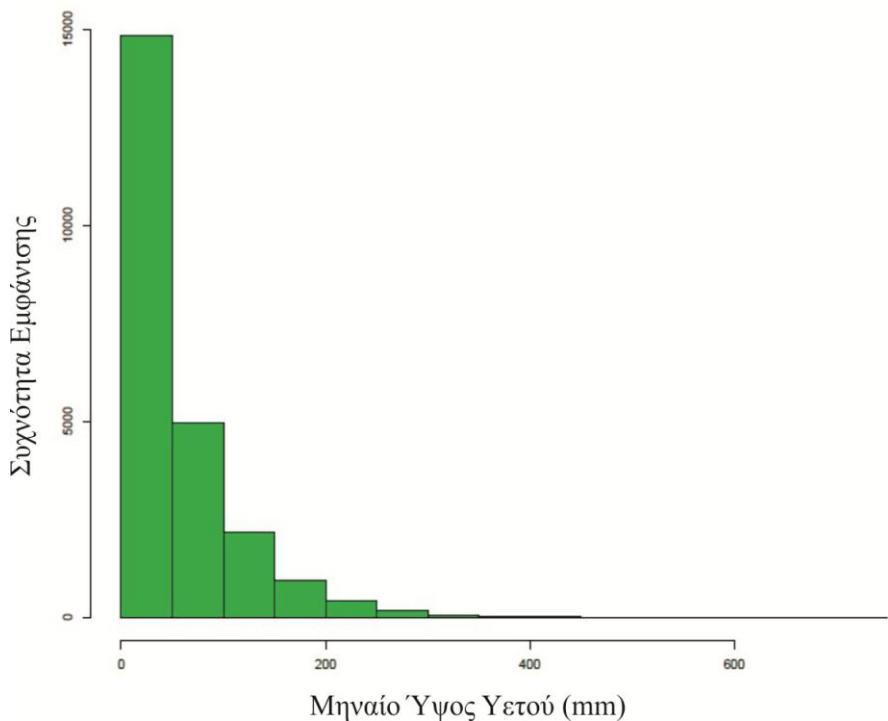
α/α	Κωδικός Σταθμού	Όνομα Σταθμού	Γεωγραφικό Πλάτος	Γεωγραφικό Μήκος	Υψόμετρο (m)	Διαθέσιμα Δεδομένα
1	16606	Σέρρες	41° 04'35.40"	23° 31' 45.85"	32	1971-2004
2	16607	Δράμα	41° 09' 00"	24° 09' 00"	104	1975-1989
3	16608	Καβάλα (πόλη)	40° 56' 15"	24° 24' 28.44'	6.5	1986-2004
4	16611	Σουφλί	41° 12' 00"	26° 18' 00"	15	1973-2004
5	16613	Φλώρινα	40° 48'17.05"	21° 25' 41.23"	619.4	1961-2004
6	16614	Καστοριά	40° 26'58.68"	21° 16'24.94"	654.64	1980-2004
7	16619	Τρίκαλα Ημαθίας	40° 36' 00"	22° 33' 00"	1	1980-2004
8	16622	Θεσ/κη (Μακεδονία)	40° 31'38.64"	22° 58'17.40"	1.68	1959-2004
9	16625	Καβάλα(Αμυγδαλεώνας)	40° 57' 41"	24° 21' 23"	60	1956-1984
10	16626	Θάσος	40° 46' 48"	24° 42' 36"	2	1975-1999
11	16627	Αλεξανδρούπολη	40° 51'26.30"	25° 56'49.20"	3.52	1951-2004
12	16632	Κοζάνη	40° 17'22.20"	21° 50' 29.40"	621	1955-2004
13	16641	Κέρκυρα	39° 36'29.16"	19° 54'50.04"	1.13	1955-2004
14	16642	Ιωάννινα	39° 41'41.70"	20° 49' 09.50"	483.36	1956-2004
15	16643	Άκτιο	38° 55'19.17"	20° 46'07.79"	1.47	1971-2004
16	16645	Τρίκαλα	39° 33' 00	21° 45' 36"	100	1973-2004
17	16648	Λάρισα	39° 38'45.80"	22° 27' 36.55"	71.15	1955-2004
18	16650	Λήμνος (αεροδρόμιο)	39° 55'20.30"	25° 13'58.35"	4.81	1974-2004
19	16654	Άρτα Φιλοθέη	39° 09' 36"	21° 00' 00"	11	1976-2004
20	16655	Άστρος	37° 24'24.12"	22° 43'09.12"	25	1974-2004
21	16657	Δομοκός	39° 07' 48"	22° 18' 00"	615	1975-2002
22	16665	Αγχίαλος	39° 13'27.84"	22° 47' 34.24"	12.85	1956-2004

23	16667	Μυτιλήνη	39° 03'14.76"	26° 36'13.68"	4.22	1955-2004
24	16669	Λευκάδα	38° 49' 48"	20° 42' 36"	1	1975-1997
25	16672	Αγρίνιο	38° 36' 15"	21° 21' 07"	25	1956-2004
26	16674	Αλίαρτος	38° 22' 48"	23° 06' 00"	110	1967-2000
27	16675	Λαμία	38° 52'35.48"	22° 26' 09.51"	12.46	1970-2004
28	16681	Αιδηψός	38° 51' 00"	23° 03' 00"	2	1974-2001
29	16682	Ανδραβίδα	37° 55'22.08"	21° 17'14.64"	10.10	1959-2004
30	16684	Σκύρος	38° 57'46.44"	24° 29'26.52"	22	1955-2004
31	16685	Αργοστόλι	38° 07'12.70"	20° 30'17.80"	25.20	1970-2004
32	16687	Άραξος	38° 08'56.76"	21° 25'19.92"	11.92	1955-2004
33	16688	Διαβολίτσι	37° 17'52.80"	21° 58' 01.20"	108	1974-2004
34	16689	Πάτρα	38° 15' 20"	21° 44' 15"	1	1955-2002
35	16692	Αίγιο	38° 15' 00"	22° 04' 08"	64	1974-2003
36	16699	Τανάγρα	38° 20'07.44"	23° 33'46.44"	138.05	1955-2002
37	16701	Φιλαδέλφεια	38° 03' 00'	23° 43' 48"	136	1955-2004
38	16705	Ζάκυνθος (πόλη)	37° 47' 16"	20° 54' 00"	5	1956-1982
39	16706	Χίος (αεροδρόμιο)	38° 20'43.08"	26° 08'31.20"	4.69	1973-2004
40	16707	Πύργος	37° 40' 36"	21° 25' 36"	12	1975-2003
41	16710	Τρίπολη	37° 31'28.92"	22° 23'49.92"	650.57	1957-2004
42	16711	Στεφάνι Κορινθίας	37° 45' 13"	22° 49' 58"	960	1975-2004
43	16715	Τατόι	38° 06'24.84"	23° 46'48.36"	236.55	1956-2004
44	16716	Ελληνικό	37° 53'23.28"	23° 44'30.84"	43	1955-2004
45	16717	Πειραιάς	37° 56' 54"	23° 38' 31"	5	1956-2004
46	16718	Ελευσίνα	38° 04' 3.00"	23° 33' 08.28"	26.54	1958-2004
47	16719	Ζάκυνθος (αεροδρόμιο)	37° 45'05.10"	20° 53' 15.30"	2.85	1982-2004
48	16721	Σάμος (πόλη)	37° 45' 28"	26° 58' 18"	7	1955-1978
49	16723	Σάμος (αεροδρόμιο)	37° 41'27.96"	26° 54'58.32"	5.93	1978-2004
50	16724	Άργος Πυργέλα	37° 38' 00'	22° 45' 58"	11	1980-2004
51	16726	Καλαμάτα	37° 04'09.12"	22° 01'21.36"	6.20	1956-2004
52	16731	Πάρος (πόλη)	37° 05' 08"	25° 09' 06"	8	1975-1995
53	16732	Νάξος	37° 06'05.04"	25° 22'23.88"	9	1955-2004
54	16734	Μεθώνη	36° 49'31.46"	21° 42' 16.15"	51.84	1956-2004
55	16736	Αίγινα	37° 44'56.76"	23° 25'28.20"	1	1974-2004
56	16738	Μήλος	36° 44'19.12"	24° 25'45.47"	166.85	1955-2004
57	16740	Κως (πόλη)	36° 53' 30"	27° 17' 48"	5	1961-1981

58	16742	Κως (αεροδρόμιο)	$36^{\circ}48'01.44''$	$27^{\circ}05'28.68''$	126	1981-2004
59	16743	Κύθηρα	$36^{\circ}08'57.18''$	$22^{\circ}59'19.40''$	166	1955-2004
60	16744	Σαντορίνη	$36^{\circ}24'07.94''$	$25^{\circ}28'25.30''$	40.29	1974-2004
61	16745	Βάμος	$35^{\circ}24'10''$	$24^{\circ}12'08''$	240	1975-1997
62	16746	Σούδα	$35^{\circ}31'43.68''$	$24^{\circ}08'43.44''$	147.64	1958-2004
63	16748	Κάρπαθος (πόλη)	$35^{\circ}30'27''$	$27^{\circ}12'47''$	9	1971-1995
64	16749	Ρόδος	$36^{\circ}24'07.92''$	$28^{\circ}05'17.52''$	6.63	1955-2004
65	16753	Γόρτυς	$35^{\circ}03'36''$	$24^{\circ}55'48''$	182	1975-2004
66	16754	Ηράκλειο	$35^{\circ}20'07.08''$	$25^{\circ}10'55.20''$	39	1955-2004
67	16755	Φουρνή	$35^{\circ}15'31''$	$25^{\circ}39'44''$	316	1974-2004
68	16756	Ιεράπετρα	$35^{\circ}00'47''$	$25^{\circ}43'48''$	10	1956-2004
69	16757	Σητεία	$35^{\circ}12'56.16''$	$26^{\circ}06'10.44''$	113.65	1960-2004
70	16758	Ρέθυμνο	$35^{\circ}21'59''$	$24^{\circ}30'23''$	7	1957-2004
71	16759	Τυμπάκι	$35^{\circ}03'59.40''$	$24^{\circ}45'43.56''$	6	1959-2004
72	16760	Καστέλλι	$35^{\circ}11'19.68''$	$25^{\circ}19'44.04''$	337	1977-2004
73	16765	Κάρπαθος(αεροδρόμιο)	$35^{\circ}25'39''$	$27^{\circ}08'49.20''$	10.5	1990-2004
74	16766	Πάρος (αεροδρόμιο)	$37^{\circ}00'41.24''$	$25^{\circ}07'44.85''$	33.30	1991-2004



ΕΙΚΟΝΑ 3.3. Διαθέσιμος όγκος δεδομένων μηνιαίου ύψους υετού ανά έτος για το σύνολο των μετεωρολογικών σταθμών.



ΕΙΚΟΝΑ 3.2. Συχνότητα εμφάνισης διαφόρων τιμών μηνιαίου ύψους υετού.

3.3 ΜΕΤΑΔΕΔΟΜΕΝΑ (METADATA)

3.3.1 Γενικά

Στη μελέτη του κλίματος η ιστορία του σταθμού παίζει πολύ σημαντικό ρόλο. Οι χρήστες των μετεωρολογικών παρατηρήσεων πρέπει να έχουν στη διάθεσή τους τα στοιχεία που αφορούν την ακριβή θέση του σταθμού, τον τύπο του, τον εξοπλισμό του, τις ώρες και το καθεστώς λειτουργίας του, τον περιβάλλοντα χώρο του, αλλά και τις συνθήκες υπό τις οποίες τελείται η παρατήρηση. Τα μεταδεδομένα είναι ιδιαιτέρως χρήσιμα στη μελέτη μετεωρολογικών παραμέτρων, όπως το ύψος του υετού, η διεύθυνση και η ταχύτητα του ανέμου και η θερμοκρασία του αέρα (WMO, 2008a).

Οι Peterson et al. (1998) υποστηρίζουν ότι η ποιότητα των μεταδεδομένων ενός σταθμού ποικίλει με τον χρόνο και μάλιστα τα καλύτερα μεταδεδομένα που αφορούν την ιστορία του σταθμού δεν είναι απαραίτητα και τα πιο πρόσφατα. Γενικά απαιτούνται καλής ποιότητας μεταδεδομένα ώστε να διασφαλισθεί ο τελικός χρήστης ότι οι όροι με τους

οποίους τα στοιχεία έχουν καταγραφεί, έχουν συγκεντρωθεί και διαβιβαστεί, έχουν τηρηθεί, έτσι ώστε να εξαχθούν ορθά συμπεράσματα από την ανάλυσή τους.

Ένα πλήρες σύστημα καταγραφής μεταδεδομένων θα πρέπει να περιλαμβάνει όλα τα δεδομένα που περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω, όπως αυτά αναφέρονται στις οδηγίες του WMO (2003b).

1. Ταυτότητα του σταθμού

- Όνομα: Συνήθως δείχνει την τοποθεσία (πόλη ή χωριό) που είναι εγκατεστημένος ο σταθμός. Αν μια περιοχή έχει περισσότερους από έναν σταθμούς τότε το όνομα θα πρέπει να επεκταθεί ώστε να μην υπάρχει σύγχυση.
- Ψευδώνυμο: Μερικές φορές ένας σταθμός έχει περισσότερα από ένα ονόματα. Αυτό μπορεί να συμβεί όταν, για παράδειγμα, η πόλη που βρίσκεται τοποθετημένος ο σταθμός μετονομάστηκε μετά από μια πολιτική αλλαγή.
- Κωδικός: Είναι ο 5-ψήφιος κωδικός με τον οποίο ο WMO προσδιορίζει τους μετεωρολογικούς σταθμούς.
- Τοπικός Κωδικός: Πέρα από τον κωδικό του WMO κάποιος σταθμός μπορεί να έχει κάποιον εθνικό ή τοπικό κωδικό που δεν έχει σχέση με το διεθνές μετεωρολογικό δίκτυο, αλλά προσδιορίζει τον σταθμό σε ένα τοπικό ή περιφερειακό δίκτυο σταθμών.
- Ημερομηνία έναρξης/παύσης λειτουργίας: προσδιορίζει την ακριβή ημερομηνία έναρξης λειτουργίας του σταθμού καθώς και την ημερομηνία παύσης λειτουργίας του.
- Τύπος: προσδιορίζει αν ένας σταθμός είναι συνοπτικός, αεροναυτικός, αγρομετεωρολογικός κ.λπ.
- Πληροφορίες επικοινωνίας: είναι χρήσιμο να υπάρχει ένα αρχείο που θα παρέχονται πληροφορίες σχετικά με το που θα λάβει κάποιος περισσότερες πληροφορίες σχετικά με το σταθμό (όνομα, διεύθυνση, τηλέφωνο, φαξ και e-mail). Επίσης πρέπει να προσδιορίζεται το θεσμικό όργανο που είναι υπεύθυνο για τις μετρήσεις του σταθμού και για την αρχειοθέτηση των δεδομένων.

2. Γεωγραφικά δεδομένα του σταθμού

- Γεωγραφικό μήκος και πλάτος: οι γεωγραφικές συντεταγμένες του σταθμού μετρώνται σε μοίρες και μπορούν να παρουσιάζονται είτε ως δεκαδικός, είτε ως συμμιγής αριθμός, αρκεί να διευκρινίζεται σαφώς ποια μορφή χρησιμοποιείται. Επίσης θα πρέπει να γίνεται σαφές σε πιο Ημισφαίριο ανήκει ο σταθμός και να προσδιορίζεται αν πρόκειται για βόρειο ή νότιο γεωγραφικό πλάτος καθώς και για ανατολικό ή δυτικό γεωγραφικό μήκος.
- Υψόμετρο από τη μέση στάθμη θάλασσας: δίνεται το υψόμετρο του σταθμού από τη στάθμη θάλασσας και όχι το υψόμετρο του βαρομέτρου το οποίο θα πρέπει να γράφεται ξεχωριστά.
- Μετακινήσεις: όταν κάποια μετεωρολογικά όργανα ή ολόκληρος ο σταθμός μετακινήθηκαν ακόμα και σε μικρή απόσταση, θα πρέπει να καταγράφεται η ακριβής ημερομηνία μετακίνησης και να προσδιορίζεται και ο λόγος που έγινε αυτή η μετακίνηση.

3. Τοπικό περιβάλλον

- Γεωγραφικοί χάρτες: θα πρέπει να υπάρχει χαρτογράφηση της περιοχής του σταθμού με κλίμακα ~1:100000.
- Τοπογραφικοί χάρτες: θα πρέπει να υπάρχουν κάθε χρόνο ενημερωμένοι τοπογραφικοί χάρτες με κλίμακα ~1:5000, όπως ορίζεται από τις τεχνικές οδηγίες του WMO για τα όργανα και τις μεθόδους παρατήρησης (WMO, 1996).
- Χάρτης ορίζοντα: θα πρέπει να υπάρχει κάθε χρόνο ανανεωμένος χάρτης του ορίζοντα που έχει ο σταθμός.
- Φωτογραφίες: θα πρέπει να υπάρχουν φωτογραφίες του σταθμού και των μετεωρολογικών οργάνων έξω από τον σταθμό, από όλες τις πλευρές και να ανανεώνονται όταν υπάρχουν αλλαγές.
- Χάρτης οργάνων: θα πρέπει να υπάρχει σε μικροκλίμακα ένας χάρτης με όλα τα μετεωρολογικά όργανα που βρίσκονται στον σταθμό.
- Τοπική χρήση γης και κάλυψη: Σε απόσταση από 1 έως 30 km θα πρέπει να γνωρίζουμε αν υπάρχει εγγύτητα α) με μεγάλη υδάτινη επιφάνεια καθώς και το μέγεθος αυτής, β) με κατοικημένη περιοχή και γ) με οροσειρά. Επίσης σε τοπική κλίμακα από 100 m έως 2 km θα πρέπει να γνωρίζουμε α) την κλίση του εδάφους και τον προσανατολισμό β) δάση, καλλιέργειες και

άλλα εμπόδια γ) κοντινά εμπόδια όπως σπίτια, δέντρα ή αεροπλάνα (αν ο σταθμός βρίσκεται σε αεροδρόμιο δ) την εγγύτητα της παροχής ύδρευσης.

- Έκθεση οργάνων: Σε απόσταση μικρότερη των 100 m θα πρέπει να αναφέρονται τα εμπόδια και η κάλυψη του εδάφους. Συνήθως, τα όργανα βρίσκονται σε μια περίφραξη από μερικές εκατοντάδες τετραγωνικά μέτρα. Αυτό περίβλημα μπορεί να περιβάλλεται από έναν τοίχο, ή ψηλά δέντρα ή μπορεί να είναι κοντά σε άλλα κτίρια. Επίσης θα πρέπει να αναφέρεται η σύνθεση του εδάφους πάνω στην οποία είναι τοποθετημένα τα μετεωρολογικά όργανα (π.χ. άμμος, άργιλος, βλάστηση κ.λπ.).

4. Μετεωρολογικά όργανα

- Τύπος οργάνων: Θα πρέπει για κάθε μετεωρολογικό όργανο να αναφέρονται ο κατασκευαστής του οργάνου, το πρότυπο, το είδος των αποτελεσμάτων και η ευαισθησία του, ο τύπος του αισθητήρα και ο χρόνος απόκρισης. Ανάλογα βέβαια την κάθε μετεωρολογική παράμετρο που μετριέται θα πρέπει να δίνονται και ορισμένες πρόσθετες πληροφορίες για τον τύπο του οργάνου, όπως για παράδειγμα για τις παραμέτρους της θερμοκρασίας και της υγρασίας θα πρέπει να αναφέρεται ο τύπος και το μέγεθος του κλωβού καθώς και ο τρόπος εξαερισμού.
- Κλωβός: Θα πρέπει να αναφέρονται το ύψος του κλωβού πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, περιγραφή του κλωβού και οι παρεμβολές από άλλα όργανα ή αντικείμενα όπως για παράδειγμα τεχνητές πηγές θέρμανσης ή ψύξης.
- Καταγραφή και μετάδοση δεδομένων: Θα πρέπει να αναφέρονται ο τύπος καταγραφής και μετάδοσης δεδομένων. Δηλαδή πληροφορίες π.χ. σχετικά με τις μονάδες μέτρησης, την ανάλυση, τον τύπο σήματος, την καλωδίωση κ.λπ.

5. Πρακτικές παρατήρησης

- Παρατηρητής: για κάθε σταθμό θα πρέπει να γνωρίζουμε ποιοι είναι οι παρατηρητές, πότε αλλάζουν, ποιος είναι υπεύθυνος για να τηρεί το αρχείο των μεταδεδομένων, ποιος είναι υπεύθυνος για τη συντήρηση των οργάνων.
- Μετεωρολογικές παράμετροι: για κάθε σταθμό θα πρέπει να γνωρίζουμε ποιες μετεωρολογικές παραμέτρους μετράει.

- Ωράριο: για κάθε σταθμό θα πρέπει να γνωρίζουμε πότε κάνει παρατήρηση, π.χ. αν οι παρατηρήσεις γίνονται σε τοπική ώρα ή σε UTC.
- Συντήρηση: θα πρέπει να τηρείται αρχείο με τις ημερομηνίες που γίνεται τακτική ή έκτακτη επιθεώρηση του σταθμού και των οργάνων προκειμένου να διασφαλίζεται η σωστή λειτουργία των οργάνων. Ημερομηνίες αντικατάστασης κάποιων οργάνων και πληροφορίες σχετικές π.χ. με το κάθε πότε κόβεται το χορτάρι.
- Διορθώσεις του παρατηρητή: μερικές μετεωρολογικές παράμετροι, υπολογίζονται ή διορθώνονται επί τόπου από τους παρατηρητές, όπως για παράδειγμα η αναγωγή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας. Οπότε όλες οι τιμές πριν και μετά την παρέμβαση του παρατηρητή θα πρέπει να καταγράφονται.

6. Επεξεργασία δεδομένων

- Μονάδες μέτρησης: για κάθε μετεωρολογική παράμετρο θα πρέπει να αναφέρονται οι μονάδες μέτρησης ώστε να αποφεύγονται παρερμηνείες των δεδομένων.
- Ειδικοί κωδικοί: θα πρέπει να αναφέρονται οι ειδικοί κωδικοί που χρησιμοποιούνται όταν υπάρχουν ελλείπουσες τιμές ή εσφαλμένες τιμές ή όταν υπάρχουν ίχνη υετού ή όταν δεν έχει καταγραφεί υετός κ.λπ. Αυτοί οι κωδικοί θα πρέπει να είναι διαφορετικοί σε κάθε περίπτωση.
- Υπολογισμοί: πέρα από τους υπολογισμούς που κάνει ο παρατηρητής επί τόπου θα πρέπει να αναφέρονται και όλοι οι άλλοι υπολογισμοί που γίνονται καθώς και οι σχέσεις που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση για παράδειγμα της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας.
- Ποιοτικός έλεγχος: ελάχιστη απαίτηση είναι να γνωρίζουμε αν τα δεδομένα έχουν υποστεί ποιοτικό έλεγχο ή όχι. Σε περίπτωση που έχουν περάσει τη διαδικασία του ποιοτικού ελέγχου καλό είναι να αναφέρονται τι είδους λογικά φίλτρα έχουν χρησιμοποιηθεί προκειμένου να εντοπιστούν οι λανθασμένες τιμές, αν έχει γίνει έλεγχος εσωτερικής, χωρικής και χρονικής συνέπειας και να τηρείται αρχείο με το ποσοστό των λαθών που έχουν εντοπιστεί.
- Προσαρμογές: θα πρέπει να αναφέρεται αν τα δεδομένα έχουν ομογενοποιηθεί, τι είδους διαδικασία ομογενοποίησης ακολουθήθηκε, για ποια περίοδο και σε ποια χρονική βάση (ημερήσιες, μηνιαίες, εποχικές ή

ετήσιες τιμές). Αριθμός και μέγεθος ανομοιογενειών που έχουν εντοπιστεί και οι προσαρμογές που έγιναν.

- Συμπλήρωση ελλειπουσών τιμών: Θα πρέπει να παρέχονται πληροφορίες για κάθε μετεωρολογική παράμετρο με το ποσοστό των ελλείπουσων τιμών και με ποιο τρόπο αυτές συμπληρώθηκαν.

7. Γενικές πληροφορίες του δικτύου

- Εισαγωγή αυτόματων μετεωρολογικών σταθμών.
- Άλλαγές που αφορούν γενικά όλο το δίκτυο των σταθμών όπως για παράδειγμα αλλαγές στον ποιοτικό έλεγχο, στις διαδικασίες ανάκτησης δεδομένων, στις διαδικασίες ομογενοποίησης κ.λπ.

Τα μεταδεδομένα είναι επίσης ιδιαίτερα χρήσιμα στις διαδικασίες ομογενοποίησης. Η γνώση της ακριβούς ημερομηνίας που αντικαταστάθηκε για παράδειγμα ένα θερμόμετρο και τα πλήρη τεχνικά χαρακτηριστικά του νέου και παλαιού οργάνου, θα βοηθούσε στο να αφαιρεθεί το μη-κλιματικό αποτύπωμα αυτής της αλλαγής από τη χρονοσειρά της θερμοκρασίας. Σύμφωνα με τους Auer et al. (2001a) τα αποτελέσματα της ομογενοποίησης ενός δείγματος 15 κλιματικών χρονοσειρών από σταθμούς της Αυστρίας, έδειξαν ότι το 72% των εντοπισθέντων σημείων ρήξης μπορούσαν να επαληθευτούν και να ανιχνευτούν από τα μεταδεδομένα. Τα μεταδεδομένα αποτελούν ανεξάρτητο εργαλείο για την ανίχνευση των σημείων ρήξης μιας χρονοσειράς, γι' αυτό αποτελούν μέρος των διαδικασιών ομογενοποίησης.

Δυστυχώς όμως τις περισσότερες φορές τα μεταδεδομένα δεν είναι πλήρη ή ακόμα ορισμένες φορές είναι λανθασμένα. Οι Μετεωρολογικές Υπηρεσίες είναι υποχρεωμένες να συγκεντρώνουν αυτά τα δεδομένα, να τα ψηφιοποιούν και να εξασφαλίζουν ότι τηρούνται οι κανόνες παρατήρησης που προβλέπονται από τον WMO.

3.3.2 Μεταδεδομένα Μετεωρολογικών Σταθμών EMY

Στην EMY το 2006 καταγράψαμε σε ψηφιακή βάση Microsoft Access τα διαθέσιμα μεταδεδομένα όλων των μετεωρολογικών σταθμών όπως η ταυτότητα και τα γεωγραφικά τους δεδομένα, ο τύπος του σταθμού (γεωργικός, κλιματολογικός, αεροναυτικός κ.λπ.), η κατηγορία του (συμβατικός, επιμίσθιος¹, αυτόματος), η θέση του (παράκτιος, ηπειρωτικός,

¹Επιμίσθιοι μετεωρολογικοί σταθμοί ονομάζονται εκείνοι οι σταθμοί που οι παρατηρήσεις τους εκτελούνται από «εθελοντές» παρατηρητές οι οποίοι αμοιβούνται με ένα καθορισμένο ποσό και οι παρατηρήσεις συνήθως γίνονται σε τοπική ώρα.

ορεινός κ.λπ.), η κατάσταση στην οποία βρισκόταν (σε λειτουργία ή σε αναστολή), η έναρξη και παύση λειτουργίας του, ο αριθμός μετεωρολογικών παρατηρήσεων που εκτελούσε, οι μετεωρολογικές παράμετροι που μετρούσε, ο τύπος του μετεωρολογικού κλωβού και των οργάνων που διέθετε και όποια χειρόγραφη πληροφορία έστελνε ο σταθμός σχετική με μεταδεδομένα (π.χ. μετακίνηση κλωβού, αλλαγή οργάνου κ.λπ.). Στην παρούσα έρευνα αξιοποιήθηκαν όσα από τα ανωτέρω δεδομένα ήταν χρήσιμα.

Από τους αρχικά 59 μετεωρολογικούς σταθμούς των οποίων εξετάσαμε τις χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας, σε 7 περιπτώσεις οι σταθμοί μετακινηθήκαν από την πόλη στο αεροδρόμιο και οι χρονοσειρές προέκυψαν από ενοποίηση των σειρών πριν και μετά τη μετακίνηση. Επίσης από τους αρχικά 75 μετεωρολογικούς σταθμούς των οποίων μελετήσαμε τις χρονοσειρές μηνιαίου ύψους υετού, κάναμε σε 6 από αυτούς ενοποίηση των χρονοσειρών καθώς υπήρχε μετακίνηση των σταθμών σε κοντινή απόσταση. Στους Πίνακες 3.3 και 3.4 αναφέρονται οι σταθμοί των οποίων ενοποιήθηκαν οι χρονοσειρές θερμοκρασίας και υετού αντιστοίχως.

Επιπλέον, σε 5 περιπτώσεις οι σταθμοί μετακινηθήκαν κάποια χρονική στιγμή μέσα στην εξεταζόμενη περίοδο, αλλά οι χρονοσειρές τους ήταν ήδη ενοποιημένες στη βάση δεδομένων της EMY (Πίνακας 3.5). Επίσης, 7 σταθμοί άλλαξαν κάποια χρονική στιγμή καθεστώς λειτουργίας (Πίνακας 3.6). Όταν οι σταθμοί λειτουργούσαν ως κύριοι συνοπτικοί σταθμοί αναφέρονταν ως Μ30, ενώ όταν λειτουργούσαν ως επιμίσθιοι σταθμοί αναφέρονταν ως Μ97. Τέλος 2 σταθμοί όλο το διάστημα λειτουργίας τους ήταν επιμίσθιοι.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.3 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών των οποίων ενοποιήσαμε τις χρονοσειρές θερμοκρασίας.

α/α	Κωδικός Σταθμού	Όνομα Σταθμού	Χρονική Περίοδος
1	16749	Ζάκυνθος (πόλη)	1956-1982
	16719	Ζάκυνθος(αεροδρόμιο)	1982-2004
2	16625	Καβάλα (Αμυγδαλεώνας)	1956-1984
	16608	Καβάλα(πόλη)	1986-2004
3	16748	Κάρπαθος (πόλη)	1971-1995
	16765	Κάρπαθος (αεροδρόμιο)	1990-2004

4	16740	Κως (πόλη)	1961-1981
	16742	Κως (αεροδρόμιο)	1981-2004
5	16651	Λήμνος (πόλη)	1956-1973
	16650	Λήμνος (αεροδρόμιο)	1974-2004
6	16721	Σάμος (πόλη)	1955-1978
	16723	Σάμος (αεροδρόμιο)	1978-2004
7	16704	Χίος (πόλη)	1955-1973
	16706	Χίος (αεροδρόμιο)	1973-2004

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.4 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών των οποίων ενοποιήσαμε τις χρονοσειρές υετού.

α/α	Κωδικός Σταθμού	Όνομα Σταθμού	Χρονική Περίοδος
1	16749	Ζάκυνθος(πόλη)	1956-1982
	16719	Ζάκυνθος(αεροδρόμιο)	1982-2004
2	16625	Καβάλα(Αμυγδαλεώνας)	1956-1984
	16608	Καβάλα(πόλη)	1986-2004
3	16748	Κάρπαθος(πόλη)	1971-1995
	16765	Κάρπαθος(αεροδρόμιο)	1990-2004
4	16740	Κως(πόλη)	1961-1981
	16742	Κως(αεροδρόμιο)	1981-2004
5	16721	Σάμος(πόλη)	1955-1978
	16723	Σάμος(αεροδρόμιο)	1978-2004
6	16731	Πάρος (πόλη)	1975-1995
	16766	Πάρος (αεροδρόμιο)	1991-2004

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.5 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών που μετακινήθηκαν αλλά οι χρονοσειρές ήταν ήδη ενοποιημένες.

α/α	Κωδικός	Όνομα Σταθμού	Μετακίνηση
1	16749	Ρόδος	1977
2	16726	Καλαμάτα	1971
3	16716	Ελληνικό	1968
4	16732	Νάξος	1992
5	16757	Σητεία	1985

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.6 : Κατάλογος μετεωρολογικών σταθμών που λειτούργησαν με διαφορετικό καθεστώς.

α/α	Κωδικός Σταθμού	Όνομα Σταθμού	M97	M30
1	16693	Δεσφίνα	1975-1990 1990-2004	1961-1970 1989-2004
2	16607	Δράμα	1975-1989	1989-2004
3	16701	Φιλαδέλφεια	1976-1989	1955-1975 1989-2001
4	16689	Πάτρα	1975-1992	1955-1975 1992-2003
5	16707	Πύργος	1975-1980	1980-2003
6	16758	Ρέθυμνο	1974-1979	1957-1973 1979-2004
7	16662	Σκόπελος	1976-1989	1956-1976 1991-2004
8	16609	Ξάνθη	1975-2004	
9	16611	Σουφλí	1973-2004	
10	16608	Καβάλα	1976-1997	

4. ΚΛΙΜΑ, ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΙΚΑ

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ

Το κλίμα παίζει σπουδαιότατο ρόλο τόσο στο φυτικό, όσο και στο ζωικό βασίλειο και συνδέεται άμεσα με την υγεία και την ευημερία μας. Πρόσφατα ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (WMO) και ο Παγκόσμιος Οργανισμός Υγείας (WHO), έδωσαν στη δημοσιότητα έκθεση με τίτλο «Άτλας της Υγείας και του Κλίματος» (WHO and WMO, 2012), όπου παρέχονται πληροφορίες για το κλίμα, πως αυτό συνδέεται με την υγεία και πως οι μετεωρολογικές προβλέψεις μπορούν να βοηθήσουν στην αντιμετώπιση και στην αποτροπή των επιδημιών.

Η ετυμολογία της λέξης κλίμα προέρχεται από το αρχαίο ελληνικό ρήμα «κλίνομαι» που σημαίνει αυτός που έχει κλιθεί, δηλαδή γερμένος, και ουσιαστικά αναφέρεται στην κλίση των ηλιακών ακτίνων προς την επιφάνεια της Γης. Στα «Μετεωρολογικά» του Αριστοτέλη (384 – 322 π.Χ.) καθιερώνονται η σφαιρικότητα της Γης και οι πέντε κλιματικές ζώνες. Περίπου έναν αιώνα αργότερα, ο Έλληνας μαθηματικός, γεωγράφος και γεωδαιτης Ερατοσθένης ο Κυρηναίος (276-194 π.Χ.) παρατήρησε τη σημασία της κλίσης των ηλιακών ακτίνων, καταφέρνοντας να μετρήσει με αξιοζήλευτη ακρίβεια την περιφέρεια της Γης, χρησιμοποιώντας τη γεωμετρία και την απόσταση μεταξύ δύο πόλεων της Αιγύπτου, της Συήνης (σημερινό Ασουάν) και της Αλεξάνδρειας.

Ποιος είναι όμως ο ορισμός του κλίματος; Το κλίμα, με τη στενή έννοια του όρου, είναι ο μέσος καιρός, προκύπτει δηλαδή από τη στατιστική ανάλυση του μέσου όρου και της μεταβλητότητας των κύριων μετεωρολογικών παραμέτρων όπως η θερμοκρασία, ο υετός και ο άνεμος, για μια μακρά χρονική περίοδο, συνήθως τριάντα χρόνια. Υπό μια ευρύτερη έννοια όμως, το κλίμα είναι κάτι πολύ παρά πάνω και πολύ πιο σύνθετο από το μέσο όρο. Είναι η κατάσταση του κλιματικού συστήματος το οποίο περιλαμβάνει την ατμόσφαιρα, την υδρόσφαιρα, την κρυόσφαιρα, την επιφάνεια της λιθόσφαιρας και της βιόσφαιρας. Όλα αυτά τα στοιχεία καθορίζουν την κατάσταση και τη δυναμική του κλίματος της Γης.

Οι κυριότεροι παράγοντες που συντελούν στη διαφοροποίηση του κλίματος από τόπο σε τόπο είναι:

- το ενεργειακό ισοζύγιο (εισερχόμενη άμεση και ανακλώμενη ροή ηλιακής ακτινοβολίας και ροή γήινης ακτινοβολίας)

- η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και τα προκαλούμενα από αυτή κέντρα δυναμικής δράσεως (κέντρα υψηλής και χαμηλής πίεσης)
- το γεωγραφικό πλάτος
- το υψόμετρο
- η αναλογία ξηράς και θάλασσας
- το ανάγλυφο και η κάλυψη του εδάφους
- τα θαλάσσια ρεύματα

Η κατάταξη των κλιμάτων της Γης αποτελεί ένα θέμα που απασχόλησε από πολύ νωρίς τους επιστήμονες. Οι πρώτες προσπάθειες ταξινόμησης των διαφόρων κλιμάτων της Γης σε επιμέρους κατηγορίες έγιναν από τους αρχαίους Ελλήνες. Η πρώτη διάκριση των κλιμάτων χρονολογείται γύρω στον 2^ο αιώνα π.Χ. και περιελάμβανε τρεις ζώνες:

- Διακεκαυμένη
- Εύκρατη
- Πολική

Ο φιλόσοφος Παρμενίδης από την Ελέα (514-450 π.Χ περίπου), επηρεασμένος από τη θεωρία του Πυθαγόρα του Σάμιου (580-496 π.Χ) περί σφαιρικότητας της Γης χώρισε την επιφάνειά της σε πέντε κλιματικές ζώνες, δύο πολικές (ψυχρές), δύο εύκρατες και μια διακεκαυμένη. Παρόλο που ο διαχωρισμός των κλιματικών ζωνών αποδίδεται στον Παρμενίδη, στο έργο του Αριστοτέλη (384-322 π.Χ) τα "Μετεωρολογικά" έχουμε την πρώτη ολοκληρωμένη περιγραφή των ζωνών της Γης, καθορίζονται οι δύο τροπικοί του Καρκίνου και του Αιγόκερω και οι δύο πολικοί κύκλοι (της Αρκτικής και της Ανταρκτικής) και αναφέρεται ότι οι μόνες κατοικήσιμες ζώνες είναι οι δύο εύκρατες (Aristotle, Meteorologica 362a32-30b):

- διακεκαυμένη ζώνη (μεταξύ του Τροπικού του Καρκίνου και του Τροπικού του Αιγόκερω)
- δύο εύκρατες ζώνες (στο Β. Ημισφαίριο μεταξύ του τροπικού του Καρκίνου και του Αρκτικού κύκλου και στο Ν. Ημισφαίριο μεταξύ του τροπικού του Αιγόκερω και του Ανταρκτικού κύκλου)
- δύο πολικές ζώνες

Η επέκταση αυτής της πρώτης διάκρισης σε πέντε κλιματικές ζώνες για ολόκληρη τη Γη και η συσχέτισή της με τις αστρονομικές ζώνες διατηρήθηκε έως τον 20^ο αιώνα. Στη

συνέχεια η διαιρεση της γης σε πέντε ζώνες βελτιώθηκε και οι άνθρωποι ταξινομούν το κλίμα με διαφορετικούς τρόπους, ανάλογα με το ποιος χρειάζεται την πληροφορία και το τι πληροφορίες έχουν για το κλιματικό σύστημα. Οι περισσότεροι κλιματικοί άτλαντες περιλαμβάνουν χάρτες θερμοκρασίας και υετού, ενώ ορισμένοι άτλαντες περιλαμβάνουν χάρτες ατμοσφαιρικής πίεσης, επικρατούντων ανέμων, ωκεάνιων ρευμάτων και ποσότητας θαλάσσιου πάγου. Επιπλέον σε ορισμένες χώρες έχουν πιο λεπτομερείς ταξινομήσεις για συγκεκριμένους λόγους. Για παράδειγμα σε ψυχρότερες περιοχές, ο αριθμός των ημερών κάτω από το μηδέν επηρεάζει το σχεδιασμό των κτιρίων. Οι "βαθμοημέρες" είναι ένας όρος που χρησιμοποιείται συχνά από τους εμπειρογνώμονες που εργάζονται για την ενεργειακή κατανάλωση των κτιρίων και μετρά πόσες ημέρες σε μια δεδομένη χρονική περίοδο (συνήθως ένα μήνα) η θερμοκρασία ήταν κάτω ή πάνω από μια ορισμένη τιμή αναφοράς. Αυτό δείχνει πόσες ημέρες το μήνα αυτό το κτίριο χρειάζεται θέρμανση ή ψύξη και παρέχει μια ένδειξη της ενέργειας που απαιτείται για τον κλιματισμό (θέρμανση, ψύξη) του κτιρίου.

Σήμερα, η πιο διαδεδομένη κλιματική κατάταξη είναι αυτή του Γερμανού κλιματολόγου Wladimir Köppen που παρουσιάστηκε για πρώτη φορά στις αρχές του 1900 (Köppen, 1900), ανανεώθηκε το 1954 και το 1961 από τον Γερμανό Rudolf Geiger (Geiger, 1954; 1961) και αναθεωρήθηκε πολλές φορές από τότε, με πιο πρόσφατες αυτή των Kottek et al. (2006) και Peel et al. (2007). Η μεθοδολογία βασίζεται στη μέση θερμοκρασία και την ετήσια πορεία του υετού. Τα κριτήρια που επιλέχθηκαν στην κλιματική ταξινόμηση βασίζονται κατά ένα σημαντικό μέρος στη φυσική βλάστηση και στην ανάπτυξη των φυτών και καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό το κλίμα μιας περιοχής. Ο Köppen όρισε πέντε κατηγορίες γενικών κλιματικών τύπων μελετώντας τις φυτικές διαπλάσεις που υπάρχουν στη Γη. Οι κατηγορίες αυτές είναι:

1. Το ισημερινό - τροπικό βροχερό δάσος
2. Η σαβάνα και η στέπα
3. Η έρημος
4. Τα δάση των κωνοφόρων και των φυλλοβόλων
5. Η τούντρα

Χρησιμοποίησε εν συνεχείᾳ κεφαλαία γράμματα **A, B, C, D, E** για να προσδιορίσει τα κύρια χαρακτηριστικά αυτών των κλιμάτων. Το

- **A** εκφράζει τα τροπικά, υγρά κλίματα
- **B** αντιπροσωπεύει τα ξηρά κλίματα

- **C** εκφράζει τα θερμά εύκρατα κλίματα με ήπιους χειμώνες (μεσοθερμική ζώνη)
- **D** αναφέρεται στα ψυχρά, ηπειρωτικά κλίματα με δριψείς χειμώνες (μικροθερμική ζώνη)
- **E** χαρακτηρίζει τα πολικά κλίματα

Άλλο ένα σημαντικό κριτήριο της κλιματικής ταξινόμησης είναι ο έλεγχος της ετήσιας πορείας του υετού, το βροχομετρικό σύστημα δηλαδή ενός τόπου. Δύο περιοχές μπορεί να έχουν το ίδιο περίπου ετήσιο βροχομετρικό ύψος, αλλά η ενδοετήσια κατανομή, δηλαδή το βροχομετρικό σύστημα να είναι τελείως διαφορετικό. Στην κλιματική κατάταξη Köppen εξετάζεται αυτή η πορεία του υετού και η ύπαρξη μιας ξηρής περιόδου προσδιορίζεται από το ύψος βροχής του θερμότερου μήνα του έτους. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μια δεύτερη ομάδα συμβόλων που ακολουθεί την πρώτη ομάδα και περιλαμβάνει γράμματα **f**, **m**, **w**, **s**, **W**, **S**, **F** και **T**. Από αυτά τα γράμματα, τα **f**, **m**, **w**, **s** προσδιορίζουν βροχομετρικά χαρακτηριστικά, τα γράμματα **W**, **S** σχετίζονται μόνο με τον κλιματικό τύπο **B** και προσδιορίζουν πάλι βροχομετρικά χαρακτηριστικά, ενώ τα **F** και **T** αναφέρονται σε θερμοκρασίες και συνδέονται μόνο με τον κλιματικό τύπο **E**.

Επίσης σημαντικό κλιματικό κριτήριο είναι η μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα του έτους (στη χώρα μας είναι συνήθως ο Ιούλιος, ακολουθούμενος αμέσως από τον Αύγουστο). Η μέθοδος Köppen χαρακτηρίζει το θέρος ανάλογα με τη μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα και για το σκοπό αυτό χρησιμοποιεί μια τρίτη ομάδα συμβόλων, τα μικρά γράμματα **a**, **b**, **c**, **d**, **h** και **k**. Αναλυτικότερα τα κριτήρια της κλιματικής ταξινόμησης κατά Köppen περιγράφονται στον ακόλουθο Πίνακα 4.1 σύμφωνα με την τελευταία αναθεώρηση (Peel et al., 2007).

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1 : Κριτήρια κλιματικής ταξινόμησης κατά Köppen.

Τύπος		Περιγραφή Κλίματος	Κριτήρια *
A	Τροπικό		$T_{ψυχρότερου μήνα} \geq 18^{\circ}C$
	f	βροχερού δάσους	$P_{ξηρότερου μήνα} \geq 60mm$
	m	μουσωνικό	$P_{ξηρότερου μήνα} < 60mm \text{ και } \text{MAP} / 25$
B	Ξηρό		$\text{MAP} < 10 P_{κατώφλι}$
	W	ερημικό	$\text{MAP} < 5 P_{κατώφλι}$
	S	στέππας	$\text{MAP} \geq 5 P_{κατώφλι}$
	h	θερμό	$\text{MAT} \geq 18^{\circ}C$
	k	ψυχρό	$\text{MAT} < 18^{\circ}C$
C	Εύκρατο		$T_{θερμότερου μήνα} > 10^{\circ}C \text{ και } T_{ψυχρότερου μήνα} < 18^{\circ}C$
	s	με ξηρό θέρος	$P_{ξηρότερου θερινού μήνα} < 40 \text{ mm} \text{ και }$ $P_{ξηρότερου θερινού μήνα} < P_{γραφτερου χειμερινου μήνα} / 3$
	w	με ξηρό χειμώνα	$P_{ξηρότερου χειμερινού μήνα} < P_{γραφτερου θερινού μήνα} / 10$
	f	χωρίς ξηρή εποχή	Δεν ισχύει ούτε το κριτήριο για Cs ούτε για Cw
	a	με πολύ θερμό θέρος	$T_{θερμότερου μήνα} \geq 22^{\circ}C$
	b	με θερμό θέρος	$T_{θερμότερου μήνα} < 22^{\circ}C \text{ και τουλάχιστον } 4 \text{ μήνες}$ $\eta T > 10^{\circ}C$
	c	με δροσερόθέρος	Δεν ισχύει το (a ή b) και από 1 έως 4 μήνες η T $> 10^{\circ}C$
D	Ψυχρό		$T_{θερμότερου μήνα} > 10^{\circ}C \text{ και } T_{ψυχρότερου μήνα} < 0^{\circ}C$
	s	με ξηρό θέρος	$P_{ξηρότερου θερινού μήνα} < 40 \text{ mm} \text{ και }$ $P_{ξηρότερου θερινού μήνα} < P_{γραφτερου χειμερινου μήνα} / 3$
	w	με ξηρό χειμώνα	$P_{ξηρότερου χειμερινού μήνα} < P_{γραφτερου θερινού μήνα} / 10$
	f	χωρίς ξηρή εποχή	Δεν ισχύει ούτε το κριτήριο για Ds ούτε για
	a	με πολύ θερμό θέρος	$T_{θερμότερου μήνα} \geq 22^{\circ}C$
	b	με θερμό θέρος	$T_{θερμότερου μήνα} < 22^{\circ}C \text{ και τουλάχιστον } 4 \text{ μήνες}$ $\eta T > 10^{\circ}C$
	c	με δροσερόθέρος	Δεν ισχύει το (a, b ή d)
E	Πολικό		$T_{θερμότερου μήνα} < 10^{\circ}C$
	T	τούνδρας	$T_{θερμότερου μήνα} > 0^{\circ}C$
	F	αιώνιων πάγων	$T_{θερμότερου μήνα} \leq 0^{\circ}C$

* P = υετός (mm), T = μέση θερμοκρασία ($^{\circ}C$), MAP= μέσος ετήσιος υετός, MAT= μέση ετήσια θερμοκρασία, $P_{κατώφλι}$ ποικίλει ανάλογα με τον εξής κανόνα (αν το 70% του MAP εμφανίζεται τον χειμώνα τότε $P_{κατώφλι}=2 * \text{MAT}$, αν το 70% του MAP εμφανίζεται το καλοκαίρι τότε $P_{κατώφλι}=2 * \text{MAT}+28$, διαφορετικά $P_{κατώφλι}=2 * \text{MAT}+14$).

Θέρος (χειμώνας) ορίζεται ως η θερμότερη (ψυχρότερη) 6-μηνη περίοδος μεταξύ των δύο περιόδων από Απρίλιο έως Σεπτέμβριο και από Οκτώβριο έως Μάρτιο.

Η Ελλάδα ανήκει στην εύκρατη ζώνη, βρέχεται από την Ανατολική Μεσόγειο, έχει γενικά εύκρατο κλίμα και λόγω της θέσης της έχει μεγάλη ηλιοφάνεια σχεδόν όλο το χρόνο. Ωστόσο, λόγω της πολύπλοκης τοπογραφίας της χώρας, του πολυσχιδούς εδάφους της και του θαλάσσιου διαμελισμού της παρουσιάζει ποικίλα κλιματικά χαρακτηριστικά. Πιο συγκεκριμένα:

- Η Ελλάδα βρίσκεται μεταξύ του γεωγραφικού πλάτους $34^{\circ} 48' 11''$ (νήσος Γαύδος) και $41^{\circ} 45' 01''$ (χωριό Ορμένιο) βορείως του Ισημερινού και του γεωγραφικού μήκους $19^{\circ} 22' 41''$ (νησίδα Οθωνοί) και $29^{\circ} 38' 39''$ (νησίδα Στρογγυλή) ανατολικώς του Greenwich. Καταλαμβάνει το νοτιότερο άκρο της Βαλκανικής χερσονήσου και βρέχεται στα ανατολικά από το Αιγαίο πέλαγος, στα νότια από το Λιβυκό πέλαγος και στα δυτικά από το Ιόνιο πέλαγος. Βρίσκεται στην εύκρατη γεωγραφική ζώνη, η οποία στο Βόρειο Ημισφαίριο εκτείνεται μεταξύ του Τροπικού του Καρκίνου ($23^{\circ} 27' \text{ B}$) και του Αρκτικού Κύκλου ($66^{\circ} 33' \text{ B}$). Το κλίμα στις περιοχές αυτή της ζώνης είναι συνήθως εύκρατο. Η κλίση των ακτίνων του ήλιου σε σχέση με τις άλλες δύο ζώνες, την τροπική ($< 23^{\circ} 27' \text{ B}$) και την αρκτική ζώνη ($> 66^{\circ} 33' \text{ B}$), είναι τέτοια ώστε να μην είναι οι περιοχές σε αυτή τη ζώνη ούτε πολύ θερμές, ούτε πολύ ψυχρές. Σε αυτή τη ζώνη εμφανίζεται το φαινόμενο των τεσσάρων εποχών, ενώ οι καιρικές συνθήκες δεν είναι πολύ έντονες ούτε οι μετεωρολογικές αλλαγές ξαφνικές. Σε αυτή τη ζώνη εντοπίζονται εύκρατα δάση, τάγκες, δάση της βροχής, δάση αειθαλών και φυλλοβόλων δέντρων, μεσογειακά δάση, βάλτοι, στέπες και έρημοι. Η πανίδα σε αυτές τις περιοχές είναι εξίσου πλούσια.
- Η Ελλάδα είναι μια πολυσχιδής χερσόνησος με πλούσιο οριζόντιο διαμελισμό. Έχει συνολική έκταση $131,957 \text{ km}^2$ εκ των οποίων το ηπειρωτικό τμήμα της καταλαμβάνει περίπου τα $107,087 \text{ km}^2$ και το νησιωτικό τμήμα της τα $24,870 \text{ km}^2$ (ΕΣΥΕ, 2008). Το μήκος συνόρων πλησιάζει τα $1,228 \text{ km}$, ενώ το μήκος των ακτών της είναι $15,021 \text{ km}$, τα μισά από τα οποία αφορούν τα ελληνικά νησιά, ενώ τα υπόλοιπα εκτείνονται κατά μήκος των παραλίων της ηπειρωτικής χώρας. Το πλήθος των αναρίθμητων νησιών (περίπου 6.000 νησιά και νησίδες) που περιλαμβάνονται στην ελληνική επικράτεια και είναι αποτέλεσμα κυρίως της σύγκρουσης της Αφρικανικής τεκτονικής πλάκας με την Ευρωπαϊκή αποτελεί το κύριο μορφολογικό γνώρισμα του ελληνικού χώρου, ενώ η επίδραση της θάλασσας είναι καθοριστική στη διαμόρφωση του κλίματος.
- Η Ελλάδα διαθέτει επίσης έντονο κάθετο διαμελισμό και παρότι πρόκειται για κυρίως νησιωτική χώρα, το έδαφος της είναι κατά κύριο λόγο ορεινό ή λοφώδες.

Μεγάλο μέρος του είναι ξηρό και βραχώδες, ενώ μόνο το 20,45 % του εδάφους είναι καλλιεργήσιμο. Το ανάγλυφο της χώρας διαμορφώνεται κυρίως από τις οροσειρές της Πίνδου και της Ροδόπης. Η οροσειρά της Πίνδου, με υψηλότερη κορυφή τον Σμόλικα (2.631 m) ξεκινά από τα σύνορα Ελλάδας-Αλβανίας και διασχίζει με κατεύθυνση από ΒΔ προς ΝΑ ολόκληρη την ηπειρωτική χώρα. Στα ανατολικά της Πίνδου, βορείως της πεδιάδας της Θεσσαλίας βρίσκεται το ψηλότερο βουνό ο Όλυμπος (2.904 m) το οποίο αποτελεί τμήμα μιας σειράς ορεινών όγκων, που συνεχίζει στα βόρεια προς τη Μακεδονία και στα νότια προς την Εύβοια. Η οροσειρά της Ροδόπης αποτελεί το φυσικό σύνορο της Ελλάδας με τη Βουλγαρία, ενώ σχηματίζει διακλαδώσεις στην Ανατολική Μακεδονία και τη Θράκη.

Άλλοι παράγοντες που διαμορφώνουν το κλίμα στον ελλαδικό χώρο είναι οι τοπικοί άνεμοι που πνέουν σε ορισμένες περιοχές, όπως για παράδειγμα ο Βαρδάρης, ο ισχυρός βορειοδυτικός άνεμος που πνέει στην κοιλάδα του Αξιού ή ο Λίβας που είναι θερμός και ξηρός καταβατικός, άνεμος τύπου Föhn και πνέει σε διάφορες περιοχές της χώρας, στα Φάρσαλα είναι νοτιοδυτικός, καταβάτης από την οροσειρά της Πίνδου, στις Σέρρες ανατολικός νοτιοανατολικός από το όρος Μενοίκιο, στο Βάμο Χανίων νότιος από τα Λευκά όρη (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2011). Οι κυριότεροι όμως τοπικοί άνεμοι είναι οι ετησίες ή μελτέμια που είναι γνωστοί από την αρχαιότητα, είναι άνεμοι βόρειας συνιστώσας και πνέουν στην περιοχή του Αιγαίου και της Ανατολικής Μεσογείου από τις αρχές του Μαΐου έως τα μέσα του Οκτωβρίου. Ο συνδυασμός όλων αυτών έχει ως αποτέλεσμα τη διαμόρφωση ποικίλων τοπικών κλιμάτων στην περιοχή της Ελλάδας. Μάλιστα κλιματικές διαφορές απαντώνται ακόμη και σε τόπους που βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους (Kostopoulos, 2003). Αυτή η ύπαρξη πολλών διαφορετικών κλιμάτων στη χώρα μας αποτυπώνεται στα λόγια του αείμνηστου Καθηγητή Μετεωρολογίας και Αστρονομίας Δημήτριου Αιγινήτη “Σε τούτη τη μικρή γεωγραφική γωνιά που λέγεται Ελλάς, έχουν συγκεντρωθεί σχεδόν όλα τα κλίματα της Γης” (Αιγινήτης, 1907; 1908).

Σε γενικές γραμμές το κλίμα στην Ελλάδα κατατάσσεται σε τρεις κύριες κατηγορίες (Φλόκας, 1992). Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει το ηπειρωτικό, ήπιο, μεσογειακό κλίμα το όποιο απαντάται στην ηπειρωτική Ελλάδα και χαρακτηρίζεται από τους κρύους χειμώνες και τα πολύ ζεστά καλοκαίρια κατά τα οποία εκδηλώνονται και περιστασιακές καταιγίδες. Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει το ξηρό μεσογειακό κλίμα το οποίο απαντάται στα νησιά και στις παράκτιες περιοχές της ηπειρωτικής χώρας όπου κυριαρχούν οι ήπιοι χειμώνες και τα ξηρά και θερμά καλοκαίρια. Τέλος, η τρίτη κατηγορία περιλαμβάνει το αλπικό κλίμα που

εντοπίζεται στα όρη μεγάλου υψομέτρου της βόρειας ηπειρωτικής χώρας, όπου τους χειμώνες παρατηρούνται συχνά έντονες χιονοπτώσεις, ενώ τα καλοκαίρια είναι δροσερά με τακτικές καταιγίδες. Μια δεύτερη κατάταξη των κλιμάτων της χώρας μας περιλαμβάνει τέσσερις κλιματικούς τύπους (Μαριολόπουλος 1938,1982): α) το Χερσαίο μεσογειακό κλίμα, το οποίο επικρατεί στην Ανατολική Στερεά, στην Ανατολική Πελοπόννησο και στα νησιά και στις ακτές του Κεντρικού Αιγαίου και της Κρήτης και χαρακτηρίζεται από ήπιους χειμώνες με λίγες βροχές και ζεστά και ξηρά καλοκαίρια, β) το Θαλάσσιο μεσογειακό κλίμα, το οποίο επικρατεί στα νησιά του Ιονίου Πελάγους και στα παράλια της Δυτικής Ελλάδας και χαρακτηρίζεται από ήπιους, βροχερούς χειμώνες και ζεστά και υγρά καλοκαίρια, γ) το Ηπειρωτικό κλίμα, το οποίο επικρατεί στο μεγαλύτερο τμήμα της Μακεδονίας, της Θράκης, της Ηπείρου και σε ένα μέρος της Θεσσαλίας και χαρακτηρίζεται από χειμώνες μεγάλης διάρκειας με χαμηλές θερμοκρασίες και ζεστά καλοκαίρια, δ) το Ορεινό κλίμα το οποίο επικρατεί στους ορεινούς όγκους της ηπειρωτικής χώρας και χαρακτηρίζεται από βαρείς χειμώνες και πολύ δροσερά καλοκαίρια.

Με βάση τους κλιματικούς τύπους του Köppen και την πιο πρόσφατη ταξινόμηση κατά Peel et al. (2007), θα λέγαμε ότι στην Ελλάδα κυριαρχεί το κλίμα τύπου C, δηλαδή εύκρατο κλίμα, ενώ τα κλίματα τύπου D (ψυχρό), B (ξηρό) και E (πολικό) καλύπτουν σαφώς μικρότερη έκταση. Πιο συγκεκριμένα το μεγαλύτερο μέρος της Ελλάδας κατατάσσεται στον κλιματικό τύπο Csa, δηλαδή εύκρατο κλίμα με ξηρό και πολύ θερμό θέρος. Ο τύπος αυτός κυριαρχεί σε όλη τη νησιωτική, την παράκτια και πεδινή χώρα, ενώ εξαίρεση αποτελούν οι περισσότερες περιοχές της Μακεδονίας και της Θράκης, ορισμένες περιοχές της Θεσσαλίας, των Κυκλαδων νήσων και της Αττικής. Ο κλιματικός τύπος CsB, δηλαδή εύκρατο κλίμα με ξηρό και θερμό θέρος εμφανίζεται κυρίως σε περιοχές χαμηλού υψομέτρου της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης. Ο κλιματικός τύπος Cfa, δηλαδή εύκρατο, αξηρικό (χωρίς ξηρή εποχή) κλίμα με πολύ θερμό θέρος απαντάται σε περιοχές της Δυτικής και Κεντρικής Μακεδονίας, σε ημιορεινές και ορεινές περιοχές της Βόρειας και Δυτικής Θεσσαλίας. Ο κλιματικός τύπος Cfb, δηλαδή εύκρατο, αξηρικό κλίμα με θερμό θέρος καλύπτει μικρότερη έκταση από τον τύπο Cfa και απαντάται σε ορισμένες περιοχές της Κεντρικής Μακεδονίας.

Το κλίμα τύπου D, δηλαδή ψυχρό κλίμα, έχει μικρότερη εξάπλωση από το εύκρατο κλίμα τύπου C που περιγράφτηκε παραπάνω. Ο κλιματικός τύπος Dsb, δηλαδή ψυχρό κλίμα με ξηρό και θερμό θέρος και εμφανίζεται κυρίως σε ορεινές περιοχές της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης. Ο κλιματικός τύπος Dfb, δηλαδή ψυχρό, αξηρικό κλίμα με θερμό θέρος συναντάται στις βορειότερες περιοχές της Μακεδονίας, ενώ ο τύπος Dfa, δηλαδή ψυχρό, αξηρικό κλίμα με πολύ θερμό θέρος απαντάται με μεμονωμένες περιοχές της

Δυτικής Μακεδονίας. Ο κλιματικός τύπος Dfc, δηλαδή ψυχρό, αξηρικό κλίμα με δροσερό θέρος εμφανίζεται σε μεμονωμένες ορεινές νησίδες της Κεντρικής και Ανατολικής Μακεδονίας.

Το κλίμα τύπου B, δηλαδή ξηρό κλίμα, καλύπτει μόνο μια μικρή επιφάνεια της χώρας. Ο κλιματικός τύπος BSk, δηλαδή ξηρό κλίμα ψυχρής στέπας, απαντάται σε περιοχές της Βόρειας και Ανατολικής Θεσσαλίας (Λάρισα) και της Κεντρικής Μακεδονίας (Πιερία, Θεσσαλονίκη, δυτική Χαλκιδική), ενώ ο τύπος BSh, δηλαδή ξηρό κλίμα θερμής στέπας, απαντάται στην νότια Αττική και στις Κυκλαδες. Επίσης, σύμφωνα με την τελευταία κλιματική ταξινόμηση (Peel et al., 2007), η Σαντορίνη και η Ανάφη κατατάσσονται στον κλιματικό τύπο BW_h, έχουν δηλαδή ξηρό, θερμό, ερημικό κλίμα. Ακόμη, αξίζει να σημειωθεί ότι είναι τα μοναδικά μέρη στην Ευρώπη με τέτοια κλιματική κατάταξη.

Τέλος, στην Ελλάδα σύμφωνα με την τελευταία κλιματική ταξινόμηση (Peel et al., 2007) εμφανίζεται σε μεμονωμένους ορεινούς όγκους της δυτικής Ροδόπης ο κλιματικός τύπος ET, δηλαδή πολικό κλίμα τούνδρας.

5. ΜΕΘΟΔΟΙ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ

Στο Κεφάλαιο 2, παράγραφος 2.1 Γενικά περί ομογενοποίησης, έγινε μια σύντομη αναφορά στον ορισμό της ομογενοποίησης, στις βασικές αρχές και διαδικασίες που τη διέπουν, καθώς και στις τεχνικές που έχουν αναπτυχθεί έως σήμερα.

Οι τεχνικές ομογενοποίησης διακρίνονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες α) στις υποκειμενικές μεθόδους ομογενοποίησης και β) στις αντικειμενικές μεθόδους ομογενοποίησης. Οι υποκειμενικές μέθοδοι στηρίζονται κυρίως στην εμπειρία των κλιματολόγων, οι οποίοι με τη βοήθεια κάποιας γραφικής απεικόνισης της χρονοσειράς εντοπίζουν «δια γυμνού οφθαλμού» τη θέση των ανομοιογενειών (σημείων ρήξης) της σειράς, ενώ αντίθετα οι αντικειμενικές μέθοδοι δεν εξαρτώνται από την κρίση του χρήστη αλλά χρησιμοποιούν στατιστικούς ελέγχους για τον εντοπισμό των ανομοιογενειών.

Μια δεύτερη κατηγοριοποίηση των μεθόδων ομογενοποίησης είναι η ακόλουθη: α) απόλυτες μέθοδοι και β) σχετικές μέθοδοι. Στην πρώτη ομάδα όπου ανήκουν οι απόλυτες μέθοδοι ομογενοποίησης, οι στατιστικοί έλεγχοι εφαρμόζονται σε μια μόνο κλιματική χρονοσειρά, δηλαδή για κάθε μετεωρολογικό σταθμό ξεχωριστά. Στη δεύτερη ομάδα, δηλαδή στις σχετικές μεθόδους, για την ομογενοποίηση της κλιματικής σειράς ενός σταθμού χρησιμοποιούνται οι χρονοσειρές των γειτονικών σταθμών οι οποίοι αναφέρονται ως σταθμοί αναφοράς.

Το κυριότερο μειονέκτημα των απόλυτων μεθόδων ομογενοποίησης είναι ότι προϋποθέτουν τη σταθερότητα του κλίματος, αφού πρακτικά είναι αδύνατος ο διαχωρισμός της ανομοιογένειας από την επίδραση του κλίματος (Peterson et al., 2008). Για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος είναι απαραίτητη η χρήση καλής ποιότητας ιστορικών δεδομένων του προβληματικού σταθμού. Εν γένει σήμερα οι απόλυτες μέθοδοι αποφεύγονται.

Από την άλλη πλευρά οι σχετικές μέθοδοι ομογενοποίησης προσπαθούν να διαχωρίσουν την επίδραση του κλίματος από τις ανομοιογένειες. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούν δεδομένα από πολλούς γειτονικούς σταθμούς που βρίσκονται σε κλιματικά ομογενή περιοχή, τα οποία θα πρέπει να έχουν καλή συσχέτιση μεταξύ τους και παρόμοια διακύμανση. Οι σχετικές μέθοδοι, θεωρούν ότι η επίδραση του κλίματος είναι ίδια για όλους τους σταθμούς της ίδιας κλιματικής περιοχής και οι στατιστικοί έλεγχοι εφαρμόζονται σε σειρές λόγων ή διαφορών μεταξύ της σειράς του προβληματικού σταθμού και μιας ή περισσότερων σειρών αναφοράς από καλά συσχετισμένους γειτονικούς

σταθμούς προκειμένου να εντοπιστούν οι μη κλιματικές ανομοιογένειες. Ωστόσο, ένα πρόβλημα που καλούνται να αντιμετωπίσουν αυτές οι μέθοδοι είναι όταν δύο ή περισσότεροι σταθμοί έχουν ταυτόχρονες ανομοιογένειες, δηλαδή παρουσιάζουν σημεία ρήξης την ίδια χρονική στιγμή.

Στο παρόν κεφάλαιο επιχειρείται μια σύντομη αναφορά στις περισσότερες από τις τεχνικές ομογενοποίησης, υποκειμενικές και μη, που έχουν αναπτυχθεί έως σήμερα. Η περιγραφή των τεχνικών αυτών βασίστηκε στις μελέτες των Peterson et al. (1998) και Aguilar et al. (2003). Επίσης, αναλύονται λεπτομερώς οι μέθοδοι MASH, CLIMATOL και HOMER που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα έρευνα για την ομογενοποίηση των μηναίων χρονοσειρών θερμοκρασίας και υετού.

5.1 ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΤΕΧΝΙΚΕΣ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ

5.1.1 Υποκειμενικές Μέθοδοι

Η υποκειμενική κρίση από έναν έμπειρο κλιματολόγο υπήρξε σημαντικό εργαλείο σε πολλές προσαρμογές κλιματικών σειρών όπως Jones et al. (1986) και Rhoades and Salinger (1993). Όταν προβάλλεται για παράδειγμα, μια γραφική παράσταση η οποία απεικονίζει την κλιματική σειρά του υποψήφιου σταθμού, του σταθμού αναφοράς (γειτονικού σταθμού) και τη σειρά διαφοράς μεταξύ υποψήφιας σειράς και σειράς αναφοράς, πιθανόν να μπορεί να εκτιμηθεί υποκειμενικά η ανομοιογένεια και να εξαχθούν ορισμένα συμπεράσματα ως προς τη συσχέτιση μεταξύ των σταθμών, το μέγεθος της φαινομενικής ασυνέχειας σε σχέση με τη διακύμανση της χρονοσειράς του σταθμού, την ποιότητα των δεδομένων του γειτονικού σταθμού και άλλες πληροφορίες όπως η καταλληλότητα και η αξιοπιστία των μεταδεδομένων. Η υποκειμενική εκτίμηση μπορεί να είναι ιδιαίτερα χρήσιμη σ' έναν αρχικό έλεγχο των δεδομένων του σταθμού και όταν η αξιοπιστία των μεταδεδομένων είναι αμφίβολη.

Η ανάλυση διπλής μάζας που αναπτύχθηκε στα μέσα του 20^{ου} αιώνα (Kohler, 1949) μπορεί να βοηθήσει στην υποκειμενική εκτίμηση μιας ανομοιογένειας. Η ανάλυση αυτή χρησιμοποιήθηκε ευρύτατα κυρίως για την ομογενοποίηση δεδομένων υετού. Τα γραφήματα της ανάλυσης διπλής μάζας είναι συνήθως γραμμικά και παριστάνουν το συσωρευτικό άθροισμα των ετήσιων βροχοπτώσεων του υποψήφιου σταθμού έναντι του

συσωρευτικού αθροίσματος των ετήσιων βροχοπτώσεων του γειτονικού σταθμού για την ίδια χρονική περίοδο. Μια ξαφνική αλλαγή της κλίσης της ευθείας υποδηλώνει την ύπαρξη ανομοιογένειας. Ωστόσο, είναι δύσκολο να καθοριστεί αν η εντοπισμένη ανομοιογένεια αφορά τον υποψήφιο σταθμό ή το σταθμό αναφοράς. Για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος οι Rhoades and Salinger (1993) χρησιμοποίησαν ως βοηθητικά εργαλεία τα αθροιστικά διαγράμματα (CUSUM).

5.1.2 von Neumann Ratio Test

Στα μέσα του 20^{ου} αιώνα ο von Neuman (1941) πρότεινε έναν μη παραμετρικό έλεγχο όπου ορίζεται από το λόγο των μέσων τετραγωνικών διαδοχικών διαφορών από έτος σε έτος προς τη διακύμανση. Η μηδενική υπόθεση είναι ότι τα δεδομένα είναι ανεξάρτητα και ομοιόμορφα κατανεμημένα, ενώ η εναλλακτική υπόθεση είναι ότι παρουσιάζουν τυχαία κατανομή. Ο στατιστικός έλεγχος δίνεται από την ακόλουθη σχέση:

$$N = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (Y_i - Y_{i+1})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}$$

Όταν η σειρά είναι ομογενής τότε η αναμενόμενη τιμή είναι $E(N)=2$, ενώ, όταν η σειρά έχει ένα σημείο ρήξης η τιμή του $E(N)$ θα πρέπει είναι μικρότερη του 2. Το μειονέκτημα του ελέγχου von Neumann ratio test είναι ότι δε δίνει καμία πληροφορία για τη θέση του σημείου ρήξης. Οι κρίσιμες τιμές του von Neuman ratio test, όπως παρουσιάστηκαν από τους Sahin and Cigizoglu (2010), δίνονται στο Παράρτημα A.

5.1.3 Craddock Test

Ο έλεγχος Craddock εισήχθη από τον Craddock (1979) για την ομογενοποίηση αρχικά χρονοσειρών υετού. Απαιτεί ομογενείς σειρές αναφοράς και βασίζεται στην υπόθεση της σταθερότητας των διαφορών της παραμέτρου. Ο έλεγχος αυτός συσσωρεύει τις κανονικοποιημένες διαφορές μεταξύ της υποψήφιας σειράς και της αναφοράς σειράς, σύμφωνα με την ακόλουθη σχέση:

$$s_i = s_{i-1} + \alpha_i * \left(\frac{b_m}{a_m} \right) - b_i$$

όπου α είναι η σειρά αναφοράς, b είναι η προβληματική σειρά, υποψήφια προς ομογενοποίηση και a_m και b_m είναι ο μέσος όρος όλης της περιόδου των δυο χρονοσειρών.

Το γραφικό αποτέλεσμα του Craddock test είναι μια δέσμη γραμμών που παριστάνει τις κανονικοποιημένες διαφορές (αρχή και τέλος κάθε γραμμής είναι το μηδέν) μεταξύ της υποψήφιας σειράς και της σειράς αναφοράς. Στην ιδανική περίπτωση που η υποψήφια σειρά δεν έχει ανομοιογένειες τότε το γραφικό αποτέλεσμα θα παρουσιάζει μια ευθεία γραμμή. Αν αντιθέτως η γραμμή της κανονικοποιημένης διαφοράς είναι καμπύλη, αρχίζει να αποκλίνει από το μηδέν και υπάρχει σαφής κλίση της καμπύλης, είτε αρνητική είτε θετική, τότε είναι πολύ πιθανό στο σημείο που εντοπίζεται η αλλαγή κλίσης της καμπύλης να υπάρχει ανομοιογένεια.

5.1.4 Μέθοδος Stop-Trend

Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε από τις Kuibysheva και Naumova (1979). Στηρίζεται σε ένα μη παραμετρικό έλεγχο, όπου τα δεδομένα ταξινομούνται χρονικά και προσδιορίζονται διαδοχικές τάξεις. Στη συνέχεια η χρονοσειρά χωρίζεται σε $k = n^{0.5}$, όπου k είναι ο αριθμός των τάξεων, n ο αριθμός των παρατηρήσεων με μέγεθος $l = \frac{(\max - \min)}{k}$ και \max και \min είναι η μέγιστη και η ελάχιστη τιμή του συνόλου των δεδομένων.

Κατόπιν, εξετάζεται αν μέσα σε κάθε διάστημα η διαφορά ανάμεσα στις διαδοχικές τάξεις υπερβαίνει μια κρίσιμη τιμή. Με «A» χαρακτηρίζεται η παρατήρηση που αντιστοιχεί στην πρώτη τάξη και με «B» η παρατήρηση που αντιστοιχεί στη δεύτερη. Μόλις αξιολογηθούν όλα τα χρονικά διαστήματα, αν δυο γειτονικές παρατηρήσεις χαρακτηριστούν με «A» και «B», τότε η παρατήρηση «A» σηματοδοτεί το σημείο ρήξης της χρονοσειράς.

5.1.5 Pettitt Test

Η μέθοδος που προτάθηκε από τον Pettit (1979) για τον εντοπισμό των σημείων ρήξης, βασίζεται στον μη παραμετρικό στατιστικό έλεγχο Mann–Whitney–Wilcoxon, με τον οποίο ελέγχονται δύο ανεξάρτητα δείγματα, δηλαδή δύο τμήματα της αρχικής

χρονοσειράς. Η μηδενική υπόθεση είναι ότι τα δύο τμήματα έχουν παρόμοιες τιμές, δηλαδή δεν υπάρχει κάποιο σημείο ρήξης, ενώ η εναλλακτική υπόθεση είναι ότι το ένα από τα δύο τμήματα της χρονοσειράς τείνει να έχει υψηλότερες τιμές από το άλλο, υπάρχει δηλαδή ένα σημείο ρήξης. Συγκρίνοντας τις κατανομές των δύο τμημάτων της χρονοσειράς, είναι πιθανή η εύρεση ενός σημείου ρήξης.

Ο έλεγχος βασίζεται στις ταξινομήσεις r_i της απόκλισης Y_i από κάποια θεωρητική τιμή και υπολογίζεται η μεταβλητή X_y ως εξής:

$$X_y = 2 \sum_{i=1}^y r_i - y(n+1) \quad y = 1, 2, \dots, n$$

Ένα σημείο ρήξης εμφανίζεται τη χρονική στιγμή k αν:

$$X_k = \max_{1 \leq y \leq n} |X_y|$$

Οι κρίσιμες τιμές του όρου X_k δίνονται στο Παράρτημα A.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των Lubès-Niel et al. (1998), η μέθοδος αυτή παρουσιάζει σχετικά καλά αποτελέσματα στην περίπτωση που οι τιμές μιας χρονοσειράς είναι ανεξάρτητες και ομοιόμορφα κατανεμημένες, όπου υπάρχει ένα σημείο ρήξης στο μέσο της χρονοσειράς, αλλά είναι πολύ ευαίσθητη στις ακραίες τιμές.

5.1.6 Μέθοδος Potter

Ο έλεγχος αυτός αναπτύχθηκε αρχικά από τους Maronna and Yohai (1978) και εφαρμόστηκε από τον Potter (1981) για τον εντοπισμό ασυνεχειών σε χρονοσειρές υετού. Η μέθοδος αυτή είναι ένας έλεγχος λόγου πιθανοφάνειας μεταξύ της μηδενικής υπόθεσης: όλη η σειρά έχει την ίδια διμεταβλητή κανονική κατανομή έναντι της εναλλακτικής υπόθεσης: το πλήθος των τιμών της χρονιάς που εξετάζεται έχει διαφορετική κατανομή από το πλήθος των τιμών μετά το έτος αυτό. Ένα μέρος του στατιστικού αποτελέσματος της εν λόγω μεθόδου εξαρτάται από όλα τα σημεία της χρονοσειράς, ενώ ένα άλλο μέρος εξαρτάται μόνο από τα σημεία που προηγούνται του έτους που εξετάζεται. Η υψηλότερη τιμή του στατιστικού ελέγχου θα είναι το έτος που προηγείται μιας αλλαγής. Αργότερα, οι Plummer et al. (1995) χρησιμοποίησαν τη μέθοδο αυτή για να διορθώσουν τις ανομοιογένειες στις εποχικές σειρές.

5.1.7 Buishand Range Test

Η μέθοδος Buishand είναι ένας μη παραμετρικός έλεγχος. Η μηδενική υπόθεση του ελέγχου είναι ότι οι μεταβλητές ακολουθούν την κανονική κατανομή, είναι ανεξάρτητες και ομοιόμορφα κατανεμημένες και η εναλλακτική υπόθεση είναι ότι υπάρχει ένα άλμα (σημείο ρήξης) στο μέσο. Ο στατιστικός έλεγχος καθορίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$S_0^* = 0 \text{ και } S_y^* = \sum_{i=1}^y (Y_i - \bar{Y}), y = 1, 2, \dots n$$

Όταν η σειρά είναι ομογενής τότε οι τιμές της συνάρτησης S_y^* κυμαίνονται γύρω από το μηδέν 0, καθώς δεν υπάρχει συστηματική απόκλιση των Y_i από τον μέσο όρο. Το έτος γεννητικής σημείου ρήξης όταν η S_y^* φτάνει ένα μέγιστο (αρνητική μεταβολή) ή ελάχιστο (θετική μεταβολή). Η σημαντικότητα της μεταβολής αυτής ελέγχεται μέσω της συνάρτησης

$$R = \frac{(\max_{0 \leq y \leq n} S_y^* - \min_{0 \leq y \leq n} S_y^*)}{s} \text{ όπου } s \text{ η τυπική απόκλιση του } S_y^*. \text{ Τελικά το } R/\sqrt{n} \text{ συγκρίνεται}$$

με τις κρίσιμες τιμές που δίνονται από τον Buishand (1982). Οι κρίσιμες τιμές του όρου R/\sqrt{n} αναγράφονται στο Παράρτημα A.

5.1.8 Standard Normal Homogeneity Test (SNHT)

Η μέθοδος ομογενοποίησης SNHT αναπτύχθηκε και εφαρμόστηκε σε χρονοσειρές υετού από τον Alexandersson (1984;1986). Μια ελαφρώς διαφορετική προσέγγιση της μεθόδου SNHT περιγράφτηκε από τον Hawkins (1977). Έκτοτε, χρησιμοποιήθηκε ευρέως σε πολλές κλιματικές μελέτες (Hanssen-Bauer et al., 1991; Tuomenvirta and Heino, 1993; Hanssen-Bauer and Forland, 1994; Khaliq and Ouarda, 2007; Toreti et al., 2011; Esteban et al., 2010; Brunet, 2012). Όπως η μέθοδος Potter έτσι και η μέθοδος SNHT είναι ένας έλεγχος λόγου πιθανοφάνειας. Βασική υπόθεση είναι ότι ο λόγος στην περίπτωση του υετού και η διαφορά στην περίπτωση της θερμοκρασίας, μεταξύ υποψήφιου σταθμού και σταθμού αναφοράς δεν μεταβάλλονται χρονικώς. Στην απλή έκδοση της μεθόδου SNHT δημιουργείται μια νέα χρονοσειρά η οποία προκύπτει είτε από τον λόγο, είτε από τη διαφορά μεταξύ της υποψήφιας σειράς και της σειράς αναφοράς. Στη συνέχεια η νέα αυτή χρονοσειρά κανονικοποιείται αφαιρώντας τη μέση τιμή και διαιρώντας με την τυπική απόκλιση. Ο στατιστικός έλεγχος T_n που συγκρίνει τα ν πρώτα χρόνια της σειράς με τα τελευταία $n - n$ δίνεται από τη σχέση:

$$T_\nu = \nu(\bar{z}_1) + (n - \nu)(\bar{z}_2), \nu=1,\dots,n$$

όπου $\bar{z}_1 = \frac{1}{\nu} \sum_{i=1}^{\nu} (Y_i - \bar{Y}) / \sigma$ και $\bar{z}_2 = \frac{1}{n-\nu} \sum_{i=\nu+1}^n (Y_i - \bar{Y}) / \sigma$. Αν η τιμή T_ν είναι μεγαλύτερη από μια κρίσιμη τιμή τότε συμπεραίνεται ότι υπάρχει ένα σημείο ρήξης στη θέση ν , το μέγεθος του οποίου εκτιμάται από τη διαφορά των δύο μέσων όρων. Σε αντίθετη περίπτωση η σειρά θεωρείται ομογενής.

Αργότερα δόθηκε από τους Alexandersson και Moberg (1997) μια τροποποίηση της ανωτέρω μεθόδου, η οποία επιτρέπει την ανίχνευση της γραμμικής τάσης μιας χρονοσειράς αυθαίρετου μήκους, κανονικά κατανεμημένης. Με την τροποποίηση αυτή εντοπίζονται και εκτιμώνται βαθμιαίες αλλαγές της μέσης τιμής της υποψήφιας χρονοσειράς εξαιτίας αργών αλλαγών στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού (π.χ. επίδραση αστικής θερμικής νησίδας). Η βασική δομή του νέου SNHT είναι ίδια με αυτή του αρχικού ελέγχου, με τη διαφορά ότι εισάγεται μια τεχνική για την προσομοίωση της γραμμικής τάσης σε ένα μέσο επίπεδο από μια χρονική στιγμή a σε μια χρονική στιγμή b . Οι θέσεις a και b μεγιστοποιούνται μέσω της σχέσης:

$$T_{a,b} = -\alpha\mu_1^2 + 2\alpha\mu_1\bar{z}_1 - \mu_1^2 SB - \mu_2^2 SA + 2\mu_1 SZB + 2\mu_2 SZA - 2\mu_1\mu_2 SAB - (n-b)\mu_2^2 + (n-b)\mu_1\bar{z}_2$$

όπου α είναι το τελευταίο έτος πριν από μια πιθανή αλλαγή ή τάση, b είναι το τελευταίο έτος της πιθανής τάσης, μ_1 είναι το θεωρητικό μέσο επίπεδο των κανονικοποιημένων διαφορών (ή λόγων) πριν από μια πιθανή αλλαγή ή τάση και μ_2 το θεωρητικό μέσο επίπεδο των κανονικοποιημένων διαφορών (ή λόγων) μετά από μια πιθανή αλλαγή ή τάση. Τα SA, SB, SZA, SZB και SAB είναι βοηθητικά σύμβολα που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του στατιστικού ελέγχου της γραμμικής τάσης και δίνονται από τις ακόλουθες σχέσεις:

$$SA = \sum_{i=\alpha+1}^b \frac{(i - \alpha)^2}{(b - \alpha)^2}$$

$$SB = \sum_{i=\alpha+1}^b \frac{(b - i)^2}{(b - \alpha)^2}$$

$$SZA = \sum_{i=\alpha+1}^b \frac{z_i(i - \alpha)}{(b - \alpha)}$$

$$SZB = \sum_{i=\alpha+1}^b \frac{z_i(b - i)}{(b - \alpha)}$$

$$SAB = \sum_{i=\alpha+1}^b \frac{z_i(b-i)(i-\alpha)}{(b-\alpha)^2}$$

5.1.9 Μέθοδος Wilcoxon Rank-Sum

Η μέθοδος Wilcoxon rank-sum είναι κι αυτός ένας μη παραμετρικός έλεγχος και χρησιμοποιήθηκε αρχικά από τους Karl and Williams (1987) για την ομογενοποίηση δεδομένων θερμοκρασίας και υετού. Οι Ducré-Robitaille et al. (2003) έκαναν δύο σημαντικές τροποποιήσεις αυτού του ελέγχου: α) υπολόγισαν τις σειρές διαφορών μεταξύ υποψήφιου σταθμού και σταθμών αναφοράς β) τροποποίησαν αυτόν τον έλεγχο προκειμένου να εντοπίσουν την πιθανότερη θέση ενός σημείου ρήξης, δεδομένου ότι αρχικά ο έλεγχος βασίζονταν στις θέσεις των σημείων ρήξης που προέκυπταν από τη χρήση μεταδεδομένων.

Για σειρά μήκους N και πιθανό άλμα στη θέση t , η σειρά χωρίζεται σε δύο ομάδες με n_1 και n_2 σημεία πριν και μετά την ασυνέχεια ($n_1+n_2 = N$). Οι τιμές της σειράς ταξινομούνται από τη μικρότερη προς τη μεγαλύτερη, διατηρώντας την ταυτότητα της ομάδας από την οποία προέρχονται. Για κάθε ομάδα υπολογίζεται το άθροισμα των τάξεων και η μικρότερη τιμή από τα δύο αθροίσματα διατηρείται ως S με τον αντίστοιχο αριθμό σημείων n . Η διαδικασία συνιστάται στην εύρεση t που μεγιστοποιεί τη Z_t :

$$Z_t = \frac{S + 0.5 - n(N + 1)/2}{\sqrt{[n_1 n_2 (N + 1)]/12}}$$

Η συνάρτηση Z_t ακολουθεί σχεδόν τυπική κανονική κατανομή. Αν η πιθανότητα της Z_t είναι μικρότερη από το επίπεδο εμπιστοσύνης, τότε απορρίπτεται η μηδενική υπόθεση ότι δηλαδή τα αθροίσματα των τάξεων των δύο ομάδων είναι ίσα και συμπεραίνεται ότι υπάρχει ασυνέχεια στη θέση t , το μέγεθος της οποίας εκτιμάται από τη διαφορά μεταξύ των μέσων όρων πριν και μετά την ασυνέχεια. Σε διαφορετική περίπτωση η σειρά θεωρείται ομογενής.

5.1.10 Μέθοδος Two Phase Regression

O Solow (1987) περιέγραψε μια τεχνική για την ανίχνευση αλλαγής στην τάση μιας χρονοσειράς μέσω του προσδιορισμού ενός σημείου ρήξης σε μια παλινδρόμηση δύο

φάσεων, κατά την οποία οι γραμμές παλινδρόμησης πριν και μετά το έτος που εξετάζεται, συναντώνται υποχρεωτικά στο σημείο αυτό.

Αργότερα οι Easterling and Peterson (1995a; 1995b) ανέπτυξαν μια παραλλαγή της μεθόδου δύο φάσεων στην οποία οι γραμμές παλινδρόμησης δεν συναντώνται υποχρεωτικά. Αρχικά όπως και στη μέθοδο SNHT, υπολογίζεται η σειρά διαφοράς μεταξύ υποψήφιας σειράς και σειράς αναφοράς. Στη συνέχεια εφαρμόζεται ένα κατάλληλο πρότυπο απλής παλινδρόμησης σε όλη τη σειρά διαφοράς, με ανεξάρτητη μεταβλητή τον χρόνο και εξαρτημένη τη σειρά διαφοράς. Κατόπιν υπολογίζεται το άθροισμα των τετραγώνων των υπολοίπων των διαφορών (residual sum squares RSS1). Ύστερα, για καθένα από τα i έτη της χρονοσειράς, όπου $i=1,2,\dots,n$, η χρονοσειρά χωρίζεται σε δύο τμήματα: ένα πριν το έτος i και ένα μετά το έτος i . Σε καθένα από τα δύο τμήματα προσαρμόζονται δύο ευθείες ελαχίστων τετραγώνων στα δεδομένα και υπολογίζεται πάλι το άθροισμα των τετραγώνων των υπολοίπων των διαφορών (RSS2). Η διαδικασία επαναλαμβάνεται για όλα τα έτη (με ελάχιστο 5 έτη σε κάθε τομέα) και το έτος με το χαμηλότερο τετραγωνικό υπόλοιπο θεωρείται πιθανή ασυνέχεια. Η στατιστική σημαντικότητα της προσαρμογής ελέγχεται με την ακόλουθη αναλογία πιθανοφάνειας.

$$U = \frac{(RSS1 - RSS2)/3}{RSS2/(n - 4)}$$

Η μεταβλητή U ακολουθεί F -κατανομή με 3 και $n-4$ βαθμούς ελευθερίας. Αν το U είναι πάνω από μια κρίσιμη τιμή, τότε υπάρχει πιθανή ασυνέχεια στη χρονοσειρά (σημείο ρήξης) το μέγεθος της οποίας υπολογίζεται από τη διαφορά των μέσων όρων πριν και μετά την ασυνέχεια. Διαφορετικά η σειρά θεωρείται ομογενής.

Μετά τον εντοπισμό όλων των πιθανών ασυνεχειών, η στατιστική σημαντικότητα της κάθε ασυνέχειας ελέγχεται με μια επιπλέον τεχνική, τη διαδικασία αναδιάταξης πολλαπλούς απόκρισης (multiplicate response permutation procedure MRPP) (Mielke, 1991). Η μέθοδος MRPP είναι μια μη παραμετρική μέθοδος και συγκρίνει τις Ευκλείδειες αποστάσεις μεταξύ των μελών κάθε μιας από τις δύο ομάδες (πρώτη ομάδα είναι οι τιμές της σειράς διαφορών πριν μια πιθανή ασυνέχεια, δεύτερη ομάδα είναι οι τιμές της σειράς διαφορών μετά από μια πιθανή ασυνέχεια) με τις αποστάσεις ανάμεσα σε όλα τα μέλη των δύο ομάδων, ώστε να εκτιμήσει εάν οι διαφορές μεταξύ των δύο ομάδων είναι τυχαίες. Η μέθοδος εφαρμόζεται λαμβάνοντας διάστημα 12 ετών και από τις δύο πλευρές μιας πιθανής ασυνέχειας και ελέγχεται η στατιστική σημαντικότητά της σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %.

Πρόσφατα οι Lund and Reeves (2002) έδειξαν ότι η ανωτέρω μέθοδος μεροληπτεί προς την ανίχνευση υπερβολικού αριθμού σημείων ρήξης και για αυτό το λόγο πρότειναν μια νέα τροποποίηση που αφορά ένα νέο πίνακα κρίσιμων επιπέδων τα οποία προέρχονται από συνθετικά σύνολα δεδομένων.

5.1.11 Μέθοδος Rank Order Change Point Test

Η μέθοδος αυτή όπως και η μέθοδος Wilcoxon rank-sum που περιγράφτηκε παραπάνω στηρίζεται στις τάξεις των τιμών μιας χρονοσειράς. Η χρήση ενός ελέγχου που βασίζεται στις τάξεις των τιμών της σειράς έχει το πλεονέκτημα ότι δεν επηρεάζεται από τις ακραίες, παράτυπες τιμές (outliers).

Στη μελέτη του Lanzante (1996) περιγράφεται μια επαναληπτική διαδικασία για την εύρεση πολλαπλών σημείων ρήξης. Η διαδικασία αυτή περιλαμβάνει την εφαρμογή ενός μη παραμετρικού ελέγχου που σχετίζεται με τον έλεγχο Wilcoxon-Mann-Whitney. Η στατιστική συνάρτηση που χρησιμοποιείται υπολογίζεται σε κάθε σημείο βασιζόμενη στο σύνολο των τάξεων των τιμών από την αρχή έως το σημείο που εξετάζεται (Siegel and Castellan, 1988). Αρχικά προσδιορίζεται η τάξη κάθε σημείου της χρονοσειράς και στη συνέχεια δημιουργείται μια σειρά από τα αθροίσματα των τάξεων (SR_i). Στη συνέχεια υπολογίζεται μια προσαρμοσμένη σειρά αθροίσματος $SA_i = |(2SR_i) - i(n + 1)|$, όπου n είναι το μήκος της σειράς. Η μέγιστη τιμή της σειράς SA_i , εξαιρουμένου του τελευταίου σημείου, θεωρείται σημείο ασυνέχειας. Αν x είναι το σημείο όπου εμφανίζεται η μέγιστη τιμή της σειράς SA_i , τότε υπολογίζεται ο στατιστικός έλεγχος z ως εξής:

$$z = \frac{(SR_x - \frac{x(n+1)}{2} + d)}{\sqrt{[x(n-x)(n+1)/12]}}$$

$$\text{όπου } d = \begin{cases} 0 & \text{αν } SR_x = \frac{x(n+1)}{2} \\ +0.5 & \text{αν } SR_x < \frac{x(n+1)}{2} \\ -0.5 & \text{αν } SR_x > \frac{x(n+1)}{2} \end{cases}.$$

Αν $x > 10$ και $(n - x) > 10$ τότε χρησιμοποιείται ένας έλεγχος διπλής ουράς (two tailed test) για να εκτιμηθεί η στατιστική σημαντικότητα του ελέγχου.

5.1.12 Μέθοδος Πολλαπλής Γραμμικής Παλινδρόμησης

Η αρχική προσέγγιση της μεθόδου πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης ερευνήθηκε αρχικά από τους Gullett et al. (1990; 1991), ενώ η τεχνική της μεθόδου αναπτύχθηκε από τους Vincent et al. (1990; 1998) προκειμένου να εντοπίσουν άλματα και τάσεις σε χρονοσειρές θερμοκρασίας.

Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στην εφαρμογή τεσσάρων προτύπων παλινδρόμησης. Μετά την εφαρμογή κάθε προτύπου αναλύονται τα κατάλοιπα προκειμένου να εκτιμηθεί η προσαρμοστικότητα του προτύπου. Όταν εντοπίζονται διαδοχικά στατιστικά σημαντικές αυτοσυσχετίσεις σε χαμηλές υστερήσεις είναι ένδειξη κακής προσαρμογής του προτύπου και σε αυτή την περίπτωση απορρίπτεται το πρότυπο που εφαρμόστηκε.

Το πρώτο πρότυπο χρησιμοποιείται για να προσδιοριστεί αν μια χρονοσειρά είναι ομογενής. Η χρονοσειρά του υποψήφιου σταθμού είναι η εξαρτημένη μεταβλητή και ανεξάρτητες μεταβλητές είναι οι σειρές των γειτονικών σταθμών. Η σειρά μπορεί να χαρακτηριστεί ως ομογενής αν τα κατάλοιπα της παλινδρόμησης είναι ανεξάρτητες μεταβλητές, ακολουθούν κανονική κατανομή με μηδενική μέση τιμή και σταθερή διακύμανση. Στην περίπτωση που η σειρά είναι ομογενής δεν εφαρμόζονται τα υπόλοιπα πρότυπα. Στην περίπτωση όμως που τα κατάλοιπα έχουν στατιστικά σημαντικές αυτοσυσχετίσεις (ο έλεγχος της στατιστικής σημαντικότητας ελέγχεται με τον έλεγχο Durbin–Watson και με το κορελόγραμμα), τότε εφαρμόζεται ένα δεύτερο πρότυπο για να περιγράψει την τάση. Αν δεν υπάρχει τάση στη χρονοσειρά, εφαρμόζεται ένα τρίτο πρότυπο για να περιγράψει το άλμα ως έξής:

$$y_i = a + bI_{\{i \geq p\}} + cx_i + e_i$$

όπου y_i και x_i είναι η υποψήφια και η σειρά αναφοράς αντίστοιχα, I είναι μια μεταβλητή που παριστάνει το άλμα στη θέση p . Το τρίτο πρότυπο χρησιμοποιείται διαδοχικά για διαφορετικές χρονικές στιγμές p και αυτή με το μικρότερο άθροισμα των τετραγώνων των σφαλμάτων αντιστοιχεί στη θέση του άλματος. Τέλος, μπορεί να εφαρμοστεί ένα τέταρτο πρότυπο προκειμένου να ανιχνευτούν αν υπάρχουν τάσεις πριν και μετά το άλμα. Έτσι παρέχεται μια ένδειξη ύπαρξης πολλών ανομοιογενειών στην αρχική σειρά. Στην περίπτωση αυτή η σειρά υποδιαιρείται στη θέση που εντοπίστηκε το πρώτο άλμα και κάθε τμήμα της σειράς εξετάζεται ξεχωριστά εφαρμόζοντας από την αρχή το πρώτο πρότυπο.

5.1.13 Μέθοδος Caussinus-Mestre

Η μέθοδος αυτή που αναπτύχθηκε από τους Caussinus and Mestre (1996) υπολογίζει ταυτόχρονα έναν άγνωστο αριθμό πολλαπλών ασυνεχειών και παράγει σειρές αναφοράς. Βασίζεται στην υπόθεση ότι μια σειρά είναι ομογενής ανάμεσα σε δύο σημεία ρήξης και το ομογενές τμήμα της σειράς μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως σειρά αναφοράς. Για την ανίχνευση των ανομοιογενειών χρησιμοποιούνται σειρές διαφορών ή λόγων μεταξύ του υποψήφιου σταθμού και των σταθμών αναφοράς. Η αρχική μέθοδος βελτιώθηκε στη συνέχεια (Caussinus and Lyazrhi, 1997; Mestre, 1999; Caussinus and Mestre, 2004) και η νεότερη ονομασία αυτής της μεθόδου είναι PRODIGE. Η μέθοδος PROGIDE αποτελεί μέρος της μεθόδου HOMER και αναλύεται στην παράγραφο 5.4.2.

5.1.14 Μέθοδος Bayesian

Οι Μπεϋζιανές μέθοδοι έχουν εντελώς διαφορετική λογική από τις κλασσικές μεθόδους ομογενοποίησης. Το κύριο χαρακτηριστικό αυτών των μεθόδων είναι ότι επιτρέπουν την ενσωμάτωση της προηγούμενης γνώσης που έχουμε για το φαινόμενο το οποίο μελετάται μέσω μιας εκ των προτέρων κατανομής και χρησιμοποιούν το θεώρημα Bayes προκειμένου να συνδυαστούν οι πληροφορίες της εκ των προτέρων κατανομής και αυτής που παρέχεται από τις παρατηρήσεις, σε μια εκ των υστέρων κατανομή, από την οποία μπορούν να εξαχθούν στατιστικά συμπεράσματα για άγνωστες παραμέτρους (Ouarda et al., 1999). Είναι δηλαδή μια μεθοδολογική προσέγγιση που συνθέτει τη θεωρητική ή εμπειρική μας αντίληψη με τα παρατηρηθέντα δεδομένα.

Η Μπεϋζιανή τεχνική προτάθηκε αρχικά από τους Lee and Heghinian (1977), επεκτάθηκε στη συνέχεια από τους Perreault et al. (1999; 2000) και εφαρμόστηκε σε συνθετικές χρονοσειρές θερμοκρασίας. Αυτή η τεχνική παρουσιάζει καλά αποτελέσματα στον εντοπισμό ενός σημείου ρήξης, αλλά τείνει να συνδυάζει διαδοχικές μεταβολές στην παρουσία πολλαπλών ανομοιογενειών (De Gaetano, 2006).

Στη μελέτη των Ducre-Robitaille et al. (2003) εξετάστηκαν δυο προσεγγίσεις της Μπεϋζιανής μεθόδου για χρονοσειρές θερμοκρασίας: α) η εκ των προτέρων κατανομή καθορίζεται μόνο από την υποψήφια σειρά, δεν χρησιμοποιούνται δηλαδή σειρές αναφοράς, β) χρησιμοποιούνται σειρές αναφοράς και η εκ των προτέρων κατανομή υπολογίζεται από τη διαφορά της υποψήφιας και των σειρών αναφοράς. Ωστόσο, η πρώτη προσέγγιση, χωρίς δηλαδή τη χρήση σειρών αναφοράς, δεν παρουσίασε καλά

αποτελέσματα. Το πρότυπο που παριστάνει τη σειρά που εξετάζεται ως προς την ομοιογένειά της δίνεται από τη σχέση:

$$x_i = \mu + \xi_i, \quad i = 1, \dots, p$$

$$x_i = \mu + \delta + \xi_i, \quad i = p+1, \dots, n$$

Όπου x_i είναι η τιμή τη χρονική στιγμή i , μ είναι η μέση τιμή, ρ είναι η θέση ενός πιθανού σημείου ρήξης, δ είναι το μέγεθος του άλματος και ξ_i είναι τα κατάλοιπα. Η εκ των υστέρων κατανομή μιας αλλαγής δίνεται από τη σχέση:

$$f(p|x_1, \dots, x_n) = \left[\frac{n}{p(n-p)} \right]^{0.5} (R(p))^{-(n-2)/2}$$

$$\text{όπου } R(p) = \left[\sum_{i=1}^p (x_i - \bar{x}_p)^2 + \sum_{i=p+1}^n (x_i - \bar{x}_{n-p})^2 \right] [\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_n)^2]^{-1}.$$

Εξετάζοντας τη συνάρτηση πυκνότητας, μπορούμε να εντοπίσουμε το χρόνο με τη μέγιστη πιθανότητα μιας μεταβολής και κατά συνέπεια μπορεί να εκτιμηθεί η πιθανότερη θέση του σημείου ρήξης.

Ωστόσο, στη διεθνή βιβλιογραφία πέρα από την προαναφερθείσα προσέγγιση, έχουν προταθεί έως σήμερα και άλλα Μπεϋζιανά μοντέλα (Asselin et al., 1999; Rasmussen, 2001; Ouarda et al., 2005; Seidou and Ouarda, 2007; Seidou et al., 2007; Hannart and Naveau, 2009). Σε πρόσφατη μελέτη (Beaulieu et al., 2008) εφαρμόστηκε σε συνθετικές χρονοσειρές υετού η τεχνική που προτάθηκε από τον Rasmussen (2001). Η τεχνική αυτή είχε καλά αποτελέσματα στην ανίχνευση ενός ή πολλών σημείων ρήξης, ωστόσο είχε υψηλά ποσοστά εντοπισμού λανθασμένων σημείων ρήξης στην περίπτωση που η χρονοσειρά ήταν ομογενής. Επίσης στη μελέτη των Beaulieu et al. (2009) εφαρμόστηκαν και αξιολογήθηκαν, οι προσεγγίσεις που προτάθηκαν από τους Seidou and Ouarda (2007) και Seidou et al. (2007) σε συνθετικές ετήσιες σειρές υετού της περιοχής του Κεμπέκ (Καναδά). Τα αποτελέσματα που προέκυψαν έδειξαν ότι οι δύο τεχνικές εμφανίζουν πολύ χαμηλά ποσοστά στον εντοπισμό λανθασμένων σημείων ρήξης στην περίπτωση που η σειρά είναι ομογενής και είναι αποτελεσματικές στον εντοπισμό ενός σημείου ρήξης, ωστόσο κάποιες άλλες μέθοδοι όπως η προσέγγιση του Rasmussen (2001) και η μέθοδος Potter είχαν καλύτερα αποτελέσματα από αυτές. Επίσης, στον εντοπισμό πολλαπλών σημείων ρήξης η προσέγγιση των Seidou and Ouarda (2007) ήταν καλύτερη από αυτή των Seidou et al. (2007), ωστόσο τα στατιστικά της αποτελέσματα δεν ήταν πολύ καλύτερα από αυτά της μεθόδου Potter.

5.1.15 Μέθοδος MASH

Η μέθοδος MASH είναι μια διαδικασία που βασίζεται στον προσεκτικό εντοπισμό των σημείων ρήξης και στη διόρθωση των χρονοσειρών μέσω πολλαπλών επαναλήψεων.

- Ο εντοπισμός σημείων ρήξης βασίζεται στον έλεγχο υποθέσεων
- Η διόρθωση των χρονοσειρών βασίζεται στα διαστήματα εμπιστοσύνης
- Η σύγκριση των σειρών βασίζεται στη βέλτιστη σειρά διαφοράς

Η μέθοδος MASH είναι μια από τις μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή και αναλύεται εκτενέστερα στην παράγραφο 5.2.

5.1.16 Μέθοδος USHCN

Η μέθοδος USHCN (Homogenisation of United States Historical Climatic Network) (Menne and Williams, 2009) είναι μια αυτοματοποιημένη μέθοδος, η οποία χρησιμοποιείται για την ομογενοποίηση ενός πολύ μεγάλου αριθμού χρονοσειρών θερμοκρασίας. Για την ανίχνευση των σημείων ρήξης χρησιμοποιεί την αρχική έκδοση της μεθόδου SNHT. Χρησιμοποιεί επίσης έναν αλγόριθμο ο οποίος καθορίζει το βέλτιστο αριθμό των σημείων ρήξης και τέλος χρησιμοποιεί τη Μπεϋζιανή θεωρία αποφάσεων (Bayesian Decision Theory) για να καθορίσει τη μορφή των ανομοιογενειών. Επίσης στη μέθοδο USHCN εφαρμόζονται συγκρίσεις Pairwise με αυτόματο τρόπο (η μέθοδος Pairwise αποτελεί μέρος της μεθόδου HOMER και περιγράφεται στην παράγραφο 5.4) και χρησιμοποιούνται επίσης αυτομάτως τα μεταδεδομένα.

5.1.17 Μέθοδος ACMANT

Η μέθοδος ACMANT είναι μια αυτόματη μέθοδος ομογενοποίησης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ακόμα και για μεγάλα δίκτυα σταθμών (> 50) και απαιτεί την ύπαρξη τουλάχιστον τεσσάρων (4) σειρών που να συσχετίζονται χωρικά. Η διαδικασία της ομογενοποίησης πραγματοποιείται σε δύο στάδια: το πρώτο ονομάζεται στάδιο προ-ομογενοποίησης και το δεύτερο, στάδιο ομογενοποίησης. Για τις χωρικές συγκρίσεις χρησιμοποιεί μια σύνθετη σειρά αναφοράς που δημιουργείται από άλλες σειρές σταθμών του δικτύου με τις οποίες η υποψήφια σειρά έχει συντελεστή συσχέτισης τουλάχιστον 0,4.

Η μέθοδος ACMANT αποτελεί μέρος της μεθόδου HOMER που αναφέρουμε παρακάτω και αναλύεται στην παράγραφο 5.4.3.

5.1.18 Μέθοδος CLIMATOL

Η μέθοδος CLIMATOL βασίζεται στη σύγκριση κάθε σειράς με μια σειρά αναφοράς η οποία δημιουργείται για κάθε υπό εξέταση σταθμό μέσω αναλογιών ή διαφορών ή κανονικοποιημένων τιμών με τους γειτονικούς σταθμούς. Η μέθοδος αυτή αποφεύγει τη χρήση τεχνικών παλινδρόμησης και επιτρέπει τη χρήση δεδομένων από κοντινούς σταθμούς ακόμα και όταν δεν υπάρχει κοινή περίοδος παρατήρησης. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή και αναλύεται εκτενέστερα στην παράγραφο 5.3.

5.1.19 Μέθοδος HOMER

Η HOMER είναι η νεότερη, σχετική μέθοδος ομογενοποίησης η οποία αναπτύχθηκε στα πλαίσια μιας Ευρωπαϊκής συνεργασίας και για την ανίχνευση των ανομοιογενειών χρησιμοποιεί τις υπορουτίνες διαφόρων γνωστών, σχετικών μεθόδων ομογενοποίησης όπως οι CLIMATOL, RPODGE και ACMANT, οι οποίες σε μια πρόσφατη αξιολόγηση μεθόδων ομογενοποίησης που έγινε από τους Venema et al. (2012), φάνηκε ότι παρουσιάζουν τα καλύτερα στατιστικά αποτελέσματα στον εντοπισμό των ανομοιογενειών. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή τόσο στην ομογενοποίηση των σειρών θερμοκρασίας, όσο και των σειρών υετού και αναλύεται εκτενώς στην παράγραφο 5.4.

5.2 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ MULTIPLE ANALYSIS OF SERIES FOR HOMOGENIZATION (MASH)

5.2.1 Βασικές Αρχές της Μεθόδου MASH

Η μέθοδος MASH αναπτύχθηκε στην Ουγγρική Μετεωρολογική Υπηρεσία για την ομογενοποίηση αρχικά μηνιαίων χρονοσειρών (Szentimrey, 1999; 2008a). Η μέθοδος εξαρτάται από τη μετεωρολογική παράμετρο που ομογενοποιείται και εφαρμόζεται αναλόγως το κατάλληλο στατιστικό πρότυπο, προσθετικό (π.χ. για θερμοκρασία) ή πολλαπλασιαστικό (π.χ. για υετό).

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιούμε την έκδοση MASHv.3.02 που είναι επέκταση της μεθόδου MASHv.3.01 η οποία αναπτύχθηκε για την ομογενοποίηση ημερήσιων δεδομένων (θερμοκρασίας, πίεσης, κ.λπ.), για τον ποιοτικό έλεγχο αυτών και για τη συμπλήρωση των ελλείπουσων τιμών.

Για την ομογενοποίηση ημερήσιων τιμών υπάρχουν δύο δυνατότητες:

- i. Να χρησιμοποιήσουμε τις ανομοιογένειες που εντοπίστηκαν στις μηνιαίες τιμές και μέσω αυτών να διορθώσουμε τις ημερήσιες.
- ii. Να εφαρμόσουμε κατευθείαν μεθόδους ομογενοποίησης στις ημερήσιες τιμές.

Η απ' ευθείας όμως ομογενοποίηση ημερήσιων τιμών είναι ίσως ανεπαρκής, αν λάβουμε υπόψη τη μεγάλη διακύμανση. Αντ' αυτού μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τις πολύτιμες πληροφορίες από τον εντοπισμό ανομοιογενειών στις μηνιαίες χρονοσειρές προκειμένου να διορθώσουμε τις ημερήσιες τιμές. Τα βασικά βήματα της μεθόδου MASH είναι τα ακόλουθα:

1. Δημιουργία μηνιαίων σειρών από τις ημερήσιες.
2. Συμπλήρωση ελλείπουσων τιμών ενός σταθμού με τη βοήθεια συντελεστών βάρους στους γειτονικούς σταθμούς
3. Ομογενοποίηση μηνιαίων τιμών και εντοπισμός σημείων ρήξης.
4. Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων.
5. Σύγκριση μηνιαίων, εποχικών και ετήσιων σημείων ρήξης και ανομοιογενειών.
6. Διόρθωση μηνιαίων χρονοσειρών με βάση τις εποχικές και ετήσιες ανομοιογένειες.

7. Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων.
8. Επανάληψη των βημάτων 3 έως 7 εφόσον κρίνεται απαραίτητο.

5.2.2 Μαθηματικό Υπόβαθρο της Μεθόδου MASH

Σε πρώτη φάση εισάγονται τα πρωτογενή δεδομένα που είναι οι χρονοσειρές ημερήσιων τιμών των μετεωρολογικών σταθμών. Ο μέγιστος αριθμός σταθμών που μπορεί να χρησιμοποιηθεί είναι 500 και ο μέγιστος αριθμός ετών είναι 200. Κατόπιν υπολογίζονται οι μηνιαίες χρονοσειρές από τις ημερήσιες.

Επιλέγεται στη συνέχεια το στοχαστικό πρότυπο, προσθετικό (π.χ. για θερμοκρασία) ή πολλαπλασιαστικό (π.χ. για υετό) ανάλογα με τη μετεωρολογική παράμετρο που εξετάζεται.

A. Προσθετικό Πρότυπο (π.χ. για θερμοκρασία)

Θεωρούμε ότι το προσθετικό πρότυπο και η κανονική κατανομή είναι κατάλληλα για τη θερμοκρασία. Οι σειρές οι οποίες εξετάζονται είναι οι μηνιαίες σειρές και δίνονται από τη σχέση

$$X_j(t) = \mu(t) + E_j + IH_j(t) + \varepsilon_j(t) \text{ με } j=1,2,\dots,N \text{ και χρόνο } t=1,2,\dots,n \quad (1)$$

όπου:

X : εξεταζόμενες μηνιαίες σειρές

μ : άγνωστη παράμετρος που αντιπροσωπεύει την κλιματική αλλαγή

E : αναμενόμενη τιμή

IH : ανομοιογένεια με άγνωστα σημεία ρήξης T και $IH(T-1)-IH(T)$ απότομες μεταβολές

ε : θόρυβος κανονικής κατανομής

B. Πολλαπλασιαστικό Πρότυπο (π.χ. για υετό)

Θεωρούμε ότι το πολλαπλασιαστικό πρότυπο και η σχεδόν log-κανονική κατανομή (δηλαδή ο λογάριθμος των τυχαίων μεταβλητών ακολουθεί κανονική κατανομή) είναι κατάλληλα για την παράμετρο του υετού. Οι εξεταζόμενες μηνιαίες τιμές δίνονται από τη σχέση:

$$X_j^*(t) = \mu^*(t) \bullet E_j^*(t) \bullet IH_j^*(t) \bullet \varepsilon_j^*(t) \text{ με } j=1,2,\dots,N \text{ και χρόνο } t=1,2,\dots,n \quad (2)$$

όπου:

X^* : εξεταζόμενες μηνιαίες σειρές

μ^* : άγνωστη παράμετρος που αντιπροσωπεύει την κλιματική αλλαγή

E^* : αναμενόμενη τιμή

IH^* : ανομοιογένεια

ε^* : θόρυβος της log-κανονικής κατανομής

Αφού οι μεταβλητές $X_j(t)$ (προσθετικό πρότυπο) είναι κανονικά κατανεμημένες, τότε

ισχύει ότι $X_j^*(t) = \exp X_j(t)$ ακολουθούν log-κανονική κατανομή ή $X_j(t) = \ln X_j^*(t)$.

Ομοίως ισχύουν τα

$$IH_j(t) = \ln IH_j^*(t) \quad \varepsilon_j(t) = \ln \varepsilon_j^*(t)$$

$$\mu_j(t) = \ln \mu_j^*(t) \quad E_j(t) = \ln E_j^*(t).$$

Ο εντοπισμός των πιθανών σημείων ρήξης και απότομων μεταβολών, γίνεται μέσω αμοιβαίων συγκρίσεων μεταξύ σειρών από μετεωρολογικούς σταθμούς που ανήκουν περίπου στην ίδια κλιματική περιοχή. Επιλέγεται η υποψήφια σειρά ενός μετεωρολογικού σταθμού για να διορθωθεί και οι υπόλοιπες θεωρούνται ως βοηθητικές σειρές (σειρές αναφοράς). Κατά τη διάρκεια της διαδικασίας ο ρόλος της κάθε σειράς, υποψήφιας ή αναφοράς, αλλάζει βήμα προς βήμα.

Τόσο οι υποψήφιες, όσο και οι σειρές αναφοράς $X_j(t)$ ($j=1,2,\dots,N$) αντιμετωπίζονται ομοίως, δηλαδή οι σειρές αναφοράς δεν θεωρούνται εκ των προτέρων ομογενείς. Σκοπός είναι να φιλτραριστεί η ένδειξη της κλιματικής αλλαγής $\mu(t)$, να αυξηθεί δηλαδή η αναλογία κλιματικής αλλαγής προς θόρυβο.

Από τις υποψήφιες σειρές κατασκευάζονται ορισμένες σειρές διαφοράς χρησιμοποιώντας συντελεστές βάρους στις βοηθητικές σειρές. Η βέλτιστη στάθμιση είναι εκείνη κατά την οποία η διακύμανση των σειρών διαφοράς είναι ελάχιστη, οπότε και μεγιστοποιείται η αποτελεσματικότητα των στατιστικών ελέγχων.

Δομή των Σειρών Διαφοράς

Για να φιλτράρουμε την άγνωστη παράμετρο της κλιματικής αλλαγής $\mu(t)$ κατασκευάζουμε σειρές διαφοράς

$$Z_j(t) = X_j(t) - \sum_{i \neq j} \lambda_{ji} X_i(t) = IH_j(t) - \sum_{i \neq j} \lambda_{ji} IH_i(t) + \varepsilon_{z_j}(t) \text{ με } (j=1,2,\dots,N)$$

όπου $Z_j(t)$ σειρά διαφοράς, $X_j(t)$ η υποψήφια σειρά και το άθροισμα $\sum_{i \neq j} \lambda_{ji} = 1$ με $\lambda_{ji} \geq 0$,

εξαιτίας της κλιματικής αλλαγής. Το άθροισμα $\sum_{i \neq j} \lambda_{ji} X_i(t)$ περιγράφει τις σειρές αναφοράς

που δημιουργούνται για την υποψήφια σειρά $X_j(t)$.

Η αναλογία κλιματικής αλλαγής και θορύβου μεγιστοποιείται όταν ελαχιστοποιείται η διακύμανση του θορύβου. Εφαρμόζεται χωρική παρεμβολή μεταξύ των σειρών χρησιμοποιώντας συντελεστές βαρύτητας. Ο βέλτιστος συντελεστής βαρύτητας λ_{ji} είναι ένα διάνυσμα της μορφής:

$$\lambda_j = C_{ref}^{-1} \left(c_{c,ref} + \frac{\left(1 - 1^T C_{ref}^{-1} c_{c,ref} \right)}{1^T C_{ref}^{-1} 1} 1 \right)$$

όπου:

$c_{c,ref}$: διάνυσμα συνδιακύμανσης υποψήφιας και σειράς αναφοράς και

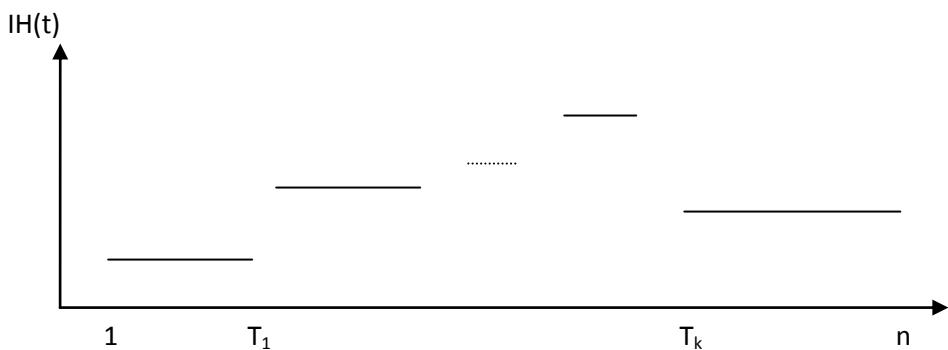
C_{ref} : πίνακας συνδιακύμανσης σειράς αναφοράς

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων για το $\mu(t)$ παίρνουμε τη βέλτιστη σειρά διαφοράς.

5.2.3 Εντοπισμός Σημείων Ρήξης

Ο εντοπισμός σημείων ρήξης στη μέθοδο MASH βασίζεται στον έλεγχο υποθέσεων· κάνουμε μια στατιστική υπόθεση με σκοπό είτε να την απορρίψουμε, είτε να τη δεχτούμε. Η υπόθεση δηλαδή μπορεί να είναι ή να μην είναι αληθής.

Έστω σειρά $Z(t) = IH_z(t) + \varepsilon_z(t)$ με $t=1,2,\dots,n$ όπου: $IH_z(t)$ ανομοιογένεια με Κ πραγματικά σημεία ρήξης τέτοια ώστε $T_1 < T_2 < \dots < T_k$ και $\varepsilon_z(t) \in N(E_z, \sigma_z^2)$ με $t=1,2,\dots,n$ ανεξάρτητες μεταβλητές κανονικά κατανεμημένες με μέση τιμή E_z και διασπορά σ_z^2 .



Έστω επίσης τα εκτιμώμενα σημεία ρήξης $\hat{T}_1 < \hat{T}_2 < \dots < \hat{T}_k$. Ορίζουμε την αρχική, μηδενική υπόθεση H_0 και την εναλλακτική H_1 ως εξής:

H_0 : Ένα σημείο δεν είναι πραγματικό σημείο ρήξης

H_1 : Ένα σημείο είναι πραγματικό σημείο ρήξης

Δύο πιθανά σφάλματα είναι δυνατό να συμβούν:

- Σφάλμα τύπου (I): Εάν με βάση τα δεδομένα που έχουμε οδηγηθούμε στο να απορρίψουμε την αρχική υπόθεση H_0 , που στην πραγματικότητα αληθεύει και θα έπρεπε να τη δεχτούμε, τότε έχουμε κάνει σφάλμα τύπου I. Σφάλμα τύπου I είναι ο εντοπισμός λανθασμένου σημείου ρήξης καθώς:

$$\text{Υπάρχει εκτιμητής } \hat{T}_l \text{ τέτοιος ώστε } \left(\hat{T}_{l-1}, \hat{T}_{l+1} \right) \cap \{T_1 < T_2 < \dots < T_k\} = \emptyset$$

- Σφάλμα τύπου (II): Αντίθετα αν δεχτούμε μια υπόθεση H_0 που θα έπρεπε να είχαμε απορρίψει, τότε έχουμε κάνει σφάλμα τύπου (II). Σφάλμα τύπου II είναι η μη ανίχνευση ενός πραγματικού σημείου ρήξης.

Γεγονός είναι ότι και στις δύο περιπτώσεις έχουμε πάρει λάθος απόφαση. Θα πρέπει να εκτιμήσουμε τις πιθανότητες αυτών των δύο τύπων λαθών. Κάνουμε στατιστικό έλεγχο

ανομοιογένειας για τη σειρά διαφοράς $Z(t)$ σε κάθε διάστημα $TS_z[k, l] \geq 0$

$$\forall k, l : 1 \leq k < l \leq n$$

Συγκρίνουμε την πιθανότητα $P(\max TS_z[k, l] > a | \text{αν } Z(t) \text{ ομογενή}) = p$ με την κρίσιμη τιμή α (οι κρίσιμες τιμές δύνονται από τη μέθοδο Monte Carlo και περιλαμβάνονται στο Παράρτημα A) για ένα συγκεκριμένο επίπεδο σημαντικότητας. Αν η πιθανότητα είναι μικρότερη της κρίσιμης τιμής α για ένα συγκεκριμένο επίπεδο σημαντικότητας τότε αποδεχόμαστε την αρχική υπόθεση H_0 , όποτε συμπεραίνουμε ότι σε αυτή την περίπτωση η χρονοσειρά είναι ομογενής. Αν συμβαίνει το αντίθετο, δηλαδή η πιθανότητα P είναι μεγαλύτερη ή ίση της κρίσιμης τιμής α για ένα συγκεκριμένο επίπεδο σημαντικότητας, τότε απορρίπτουμε την αρχική υπόθεση και δεχόμαστε ως αληθή την εναλλακτική.

Αν τα εκτιμώμενα σημεία ρήξης είναι $\hat{T}_1 < \hat{T}_2 < \dots < \hat{T}_k$ τότε

$$\max TS_z\left(\hat{T}_{k-1}, \hat{T}_k\right) \leq a < \min TS_z\left(\hat{T}_{k-1}, \hat{T}_{k+1}\right)$$

Κατά συνέπεια αν για μια σειρά $Z(t)$ τα εκτιμώμενα σημεία ρήξης είναι $\hat{T}_1 < \hat{T}_2 < \dots < \hat{T}_k$, τότε για ένα συγκεκριμένο επίπεδο σημαντικότητας p (π.χ. $p=0.1$) ισχύει ότι:

- Η σειρά $Z(t)$ δεν είναι ομογενής στα διαστήματα $\left(\hat{T}_{k-1}, \hat{T}_{k+1}\right]$ γιατί η πιθανότητα $P\left(\exists \left(\hat{T}_{k-1}, \hat{T}_{k+1}\right] \tau. \omega Z(t) \text{ ομογενής}\right) = p$. Κατά συνέπεια το εκτιμώμενο σημείο ρήξης \hat{T}_k δεν είναι περιπτό (όχι σφάλμα τύπου I).
- Η σειρά $Z(t)$ μπορεί να θεωρηθεί ομογενής στα διαστήματα $\left(\hat{T}_{k-1}, \hat{T}_k\right]$ (όχι σφάλμα τύπου II).

5.2.4 Διόρθωση Μηνιαίων Χρονοσειρών

Η διόρθωση των μηνιαίων χρονοσειρών με τη μέθοδο MASH βασίζεται στη μελέτη των βέλτιστων σειρών διαφοράς για την εκτίμηση των μεταβολών και στα διαστήματα εμπιστοσύνης των σημείων ρήξης.

Έστω οι βέλτιστες σειρές διαφοράς (optimal difference series) $Z_j^{(m)}(t)$,

$m \in M^* \subset \{1, \dots, 2^{|R_j|} - 1\}$, $|M^*| \geq 2$ όπου R_j σύνολο δεικτών των σειρών αναφοράς,

$R_j \subset \{1, 2, \dots, N\}$). Αν $\widehat{T^{(m)}}$ τα εκτιμώμενα σημεία ρήξης με $m \in M^*$ και $I^{(m)}$ τα

διαστήματα εμπιστοσύνης των $Z_j^{(m)}(t)$, τότε $\bigcap_{m \in M^*} I^{(m)} \neq \emptyset$ και $\widehat{\forall T^{(m)}} \in \bigcap_{m \in M^*} I^{(m)}$.

Επομένως το πιο πιθανό $\widehat{T^{(m)}}$ είναι σημείο ρήξης της υποψήφιας σειράς $X_j(t)$.

5.2.5 Συμπλήρωση Ελλείπουσων Τιμών

Οι ελλείπουσες τιμές κάθε χρονοσειράς συμπληρώνονται κάνοντας χωρική παρεμβολή. Η βέλτιστη παράμετρος παρεμβολής ελαχιστοποιεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (MSE) και καθορίζεται από τις διαφορές των αναμενόμενων τιμών και των συνδιακυμάνσεων.

Έστω $X_j(t)$ οι υποψήφιες σειρές και $X_i(t)$ με ($i \neq j$) οι βοηθητικές. Από την παρεμβολή ισχύει ότι:

$$\hat{X}_j(t) = \lambda_{j0} + \sum_{i \neq j} \lambda_{ji} X_i(t) \text{ όπου } \sum_{i \neq j} \lambda_{ji} = 1$$

$$\text{και } \lambda_{j0} \text{ σταθερός όρος με } \lambda_{j0} = \sum_{i \neq j} \lambda_{ji} (E_j - E_i)$$

Ο βέλτιστος συντελεστής βαρύτητας σε μορφή διανύσματος είναι:

$$\lambda_j = C_{ref}^{-1} \left(c_{c,ref} + \frac{(1 - 1^T C_{ref}^{-1} c_{c,ref})}{1^T C_{ref}^{-1} 1} 1 \right)$$

όπου:

$c_{c,ref}$: διάνυσμα συνδιακύμανσης υποψήφιας και βοηθητικής σειράς και

C_{ref} : πίνακας συνδιακύμανσης βοηθητικής σειράς

5.2.6 Σχέση Μεταξύ Μηνιαίων, Εποχικών και Ετήσιων Χρονοσειρών

Έστω οι μηνιαίες χρονοσειρές $X^{(k)}(t)$ με $k=1,2,\dots,K$, μιας εποχής και $IH^{(k)}(t)$ οι μηνιαίες ανομοιογένειες. Η εποχική χρονοσειρά $\overline{X(t)}$ υπολογίζεται από τον τύπο
$$\overline{X(t)} = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K X^{(k)}(t) \quad \text{και} \quad \text{αντίστοιχα} \quad \eta \quad \text{εποχική} \quad \text{ανομοιογένεια} \quad \text{από} \quad \text{τον} \quad \text{τύπο}$$
$$\overline{IH(t)} = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K IH^{(k)}(t).$$

Κάνοντας στατιστικό έλεγχο υποθέσεων μετά την ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών είναι πιθανό να είναι αποδεκτή η μηδενική υπόθεση H_0 : $IH^{(k)}(t) \equiv 0$ με $k=1,2,\dots,K$, ότι δηλαδή οι μηνιαίες χρονοσειρές είναι ομογενείς, όμως να μην είναι αποδεκτή η υπόθεση ότι και η εποχική χρονοσειρά είναι ομογενής, δηλαδή να απορρίπτεται η νέα H_0 :

$$\overline{IH(t)} \equiv 0.$$

Ο λόγος αυτού του προβλήματος υφίσταται εξ' αιτίας του ότι η αποτελεσματικότητα των στατιστικών ελέγχων εξαρτάται από την αναλογία κλιματικής αλλαγής και θορύβου και γενικά από το ότι η διακύμανση της εποχικής χρονοσειράς $V(\overline{X})$ μπορεί να είναι μικρότερη από τη διακύμανση των μηνιαίων χρονοσειρών μια εποχής $V(X^k)$.

Στη μέθοδο MASH έχει αναπτυχθεί η διαδικασία SAM (Seasonal Application of MASH) προκειμένου να αντιμετωπιστεί αυτό το πρόβλημα.

5.2.7 Χρήση Μεταδεδομένων (Metadata)

Τα μεταδεδομένα είναι ιδιαίτερα χρήσιμα σε μεθόδους ομογενοποίησης καθώς μπορούν να μας υποδείξουν τα πιθανά σημεία ρήξης μιας χρονοσειράς. Στη μέθοδο MASH έχουμε τη δυνατότητα να:

- ✓ χρησιμοποιήσουμε μεταδεδομένα αυτομάτως και κατά τη διαδικασία εντοπισμού σημείων ρήξης έχουν πάντα προτεραιότητα,

- ✓ ελέγχουμε την ποιότητα των μεταδεδομένων με στατιστικό έλεγχο καθώς μπορεί π.χ. να λείπουν μεταδεδομένα.

Θα δώσουμε παρακάτω τις βασικές αρχές για τον εντοπισμό των σημείων ρήξης κάνοντας χρήση μεταδεδομένων. Έστω $X_j(t)$ οι υποψήφιες σειρές και

$\Delta_j = \left\{ 1 \leq D_1^{(j)} < \dots < D_{K_j}^{(j)} < n \right\}$ τα μεταδεδομένα. Έστω επίσης οι βέλτιστες σειρές διαφοράς (optimal difference series) $Z_j^{(m)}(t)$, $m \in M^* \subset \left\{ 1, \dots, 2^{\lfloor R_j \rfloor} - 1 \right\}$, $|M^*| \geq 2$. Αν

υποθέσουμε ότι $\widehat{T^{(m)}}$ τα εκτιμώμενα σημεία ρήξης με $m \in M^*$ και $I^{(m)}$ τα διαστήματα εμπιστοσύνης των $Z_j^{(m)}(t)$, τότε $\bigcap_{m \in M^*} I^{(m)} \neq \emptyset$ και $\forall \widehat{T^{(m)}} \in \bigcap_{m \in M^*} I^{(m)}$

i. Αν ισχύει ότι $Q = \left(\bigcap_{m \in M^*} I^{(m)} \right) \bigcap \Delta_j \neq \emptyset$ τότε το πιο πιθανό $D^{(j)} \in Q$ είναι

σημείο ρήξης της υποψήφιας σειράς $X_j(t)$. Σ' αυτή την περίπτωση ο εντοπισμός του σημείου ρήξης γίνεται με τη βοήθεια των μεταδεδομένων.

ii. Αν ισχύει ότι $\left(\bigcap_{m \in M^*} I^{(m)} \right) \bigcap \Delta_j = \emptyset$ αλλά $\left(\bigcup_{m \in M^*} I^{(m)} \right) \bigcap \Delta_j \neq \emptyset$ τότε δεν μπορούμε να αποφασίσουμε.

iii. Αν ισχύει ότι $\left(\bigcup_{m \in M^*} I^{(m)} \right) \bigcap \Delta_j = \emptyset$ τότε το πιο πιθανό $\widehat{T^{(m)}}$ είναι σημείο ρήξης της υποψήφιας σειράς $X_j(t)$. Σ' αυτή την περίπτωση ο εντοπισμός του σημείου ρήξης δε γίνεται με τη βοήθεια των μεταδεδομένων.

5.2.8 Αξιολόγηση της Ομογενοποίησης

Η μέθοδος MASH είναι μια διαδικασία η οποία δίνει τη δυνατότητα να αξιολογούνται τα αποτελέσματα της πραγματοποιούμενης ομογενοποίησης, τόσο κατά τα ενδιάμεσα στάδια, όσο και κατά το τελικό στάδιο. Οι έλεγχοι κατά διάφορα στάδια ομογενοποίησης πραγματοποιούνται ανάλογα με το πιο πρότυπο (προσθετικό ή πολλαπλασιαστικό) έχει αρχικώς επιλεγεί. Οι σειρές οι οποίες εξετάζονται είναι οι:

α) αρχικές σειρές $X_o(t)$

- β) σειρές εκτιμώμενων ανομοιογενειών $I\widehat{H}(t)$
- γ) ομογενοποιημένες σειρές $X_H(t)$
- δ) σειρές υπολοίπων ανομοιογενειών (άγνωστες) $IH_{res}(t)$
- ε) σειρές ιδανικής παρεμβολής για τις αρχικές σειρές $\widehat{X}_o(t)$
- στ) σειρές ιδανικής παρεμβολής για τις ομογενοποιημένες σειρές $\widehat{X}_H(t)$
- ζ) σειρές παλινδρόμησης των εκτιμώμενων ανομοιογενειών με βάση τα μεταδεδομένα $I\widehat{H}_{Mreg}(t)$

Στην περίπτωση της χρήσης του προσθετικού προτύπου, οι βασικές στατιστικές συναρτήσεις που χρησιμοποιούνται στους ελέγχους είναι:

$$\begin{aligned} \text{α) απόκλιση των σειρών: } D(x, y) &= \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x(t) - y(t))^2}, \quad t = 1, \dots, n \\ \text{β) τυπική απόκλιση των σειρών: } S(x) &= \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x(t) - \bar{x}(t))^2}, \quad t = 1, \dots, n \\ \text{γ) απόκλιση των σφαλμάτων των εκτιμήσεων: } ERR_{(x, \bar{x})} &= D(x, \bar{x}), \quad t = 1, \dots, n \end{aligned}$$

Με τη βοήθεια των παραπάνω συναρτήσεων πραγματοποιούνται οι ακόλουθοι στατιστικοί έλεγχοι για ανομοιογένειες:

- α) στατιστικός έλεγχος πριν την ομογενοποίηση (TSB test statistic before) κατά τον οποίο εξετάζονται οι σειρές: $Z_0(t) = X_0(t) - \widehat{X}_0(t)$
- β) στατιστικός έλεγχος μετά την ομογενοποίηση (TSA test statistic after) κατά τον οποίο εξετάζονται οι σειρές: $Z_H(t) = X_H(t) - \widehat{X}_H(t)$
- γ) στατιστικός έλεγχος για τις εκτιμώμενες ανομοιογένειες κατά τον οποίο εξετάζονται οι σειρές ανομοιογενειών $I\widehat{H}(t)$

Όταν οι τιμές των στατιστικών ελέγχων μετά την ομογενοποίηση είναι μικρές και ο έλεγχος των εκτιμώμενων ανομοιογενειών είναι σε συμφωνία με τον έλεγχο πριν την ομογενοποίηση, τότε η διαδικασία θεωρείται επιτυχημένη.

Εκτός από τους παραπάνω ελέγχους, η μέθοδος MASH παρέχει κάποιες επιπλέον πληροφορίες σχετικά με τις ανομοιογένειες και την αντιπροσωπευτικότητα του δικτύου των σταθμών. Στην περίπτωση του προσθετικού προτύπου χρησιμοποιούνται οι παρακάτω σχέσεις:

$$\text{α) σχετικά εκτιμώμενη ανομοιογένεια } RI1 = \frac{S(IH(t))}{S(X_0(t))}$$

$$\beta) \text{ σχετική τροποποίηση των σειρών } RI2 = \frac{D(X_0(t), X_H(t))}{S(X_0(t))}$$

γ) κατώτερο όριο εμπιστοσύνης $RI3$ για σχετικό υπόλοιπο ανομοιογένειας

$$P\left(\frac{S(I\hat{H}_{res}(t))}{S(X_H(t))} \geq RI3\right) \geq 1 - \alpha \text{ όπου } \alpha \text{ επίπεδο σημαντικότητας } (0.01, 0.05, 0.1)$$

$$\delta) \text{ αντιπροσωπευτικότητα του δικτύου των σταθμών } RS = 1 - \frac{ERR(X_H, \hat{X}_H)}{S(X_H)}$$

Τέλος με παρόμοιο τρόπο αξιολογούνται και τα μεταδομένα (όταν αυτά υπάρχουν).

Ο στατιστικός έλεγχος (TSM) εξετάζει τη μηδενική υπόθεση: αν οι ανομοιογένειες που εντοπίστηκαν μπορούν να δικαιολογηθούν από τα μεταδεδομένα. Εξετάζεται η σειρά των μεταδεδομένων

$$Z_0(t) = X_0(t) - \hat{X}_0(t)$$

και ελέγχεται η αντιπροσωπευτικότητα των μεταδεδομένων ως εξής:

$$RM = 1 - \frac{ERR(I\hat{H}(t), I\hat{H}_{reg}(t))}{S(I\hat{H})}$$

5.3 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ CLIMATOL

Η μέθοδος Climatol αναπτύχθηκε από την Ισπανική Μετεωρολογική Υπηρεσία (Spanish State Meteorological Agency - AEMET) αφενός για την ομογενοποίηση κλιματολογικών σειρών, αφετέρου για τη δημιουργία ρόδων ανέμου και κλιματικών γραφημάτων Walter and Lieth. Είναι γραμμένη σε γλώσσα R και στην παρούσα έρευνα χρησιμοποιούμε την έκδοση Climatolv.2.1.

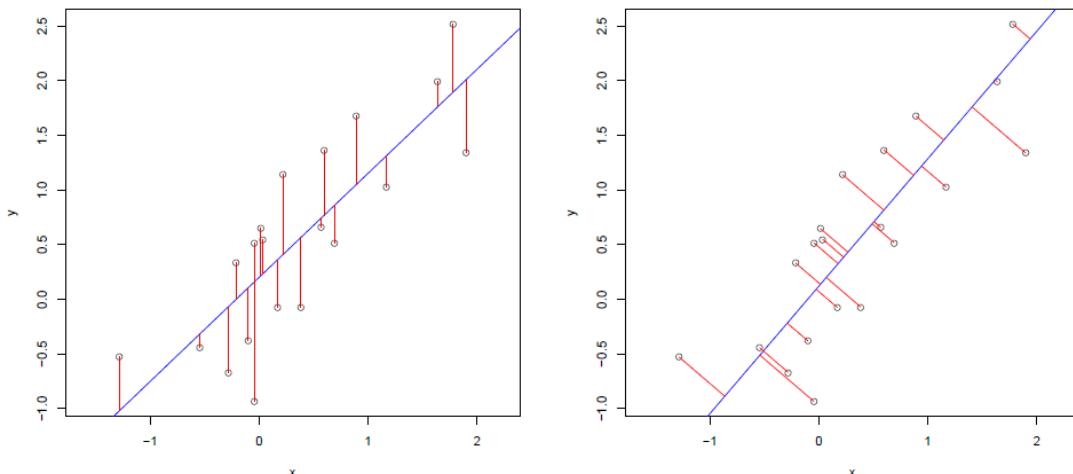
5.3.1 Μαθηματική Προσέγγιση της Μεθόδου CLIMATOL

Όπως και στη μέθοδο MASH που περιγράψαμε παραπάνω, οι στατιστικοί έλεγχοι ομοιογένειας μιας χρονοσειράς εφαρμόζονται σε σειρές διαφορών. Οι σειρές διαφορών δημιουργούνται από την υποψήφια προς ομογενοποίηση χρονοσειρά και από τις βιοθητικές σειρές των γειτονικών σταθμών με χρήση συντελεστών βάρους. Η επιλογή αυτών των σταθμών βασίζεται μόνο στην εγγύτητα (proximity), αδιαφορώντας για τη συσχέτιση μεταξύ τους, προκειμένου να δίνεται η δυνατότητα χρησιμοποίησης γειτονικών σταθμών ακόμα και αν υπάρχει μικρή ή καθόλου κοινή περίοδος παρατηρήσεων. Έτσι, επειδή η χρήση των συσχετίσεων είναι συνήθως περιοριστική και απαιτεί την επιλογή μεγάλων σειρών, με αυτή τη μέθοδο δίνεται η δυνατότητα να χρησιμοποιήσουμε όσο το δυνατόν περισσότερες πληροφορίες από το υπάρχον κλιματολογικό δίκτυο. Αυτό βέβαια προϋποθέτει ότι η υπό εξέταση περιοχή είναι κλιματικά ομογενής, καθώς η ύπαρξη μεγάλων γεωγραφικών εμποδίων μπορεί να οδηγήσει στη χρήση ακατάλληλων βιοθητικών σειρών.

Αυτή η προσέγγιση εμπνεύστηκε από τη μέθοδο Paulhus and Kohler (1952) στην οποία εφαρμόστηκε χωρική παρεμβολή για τη συμπλήρωση ελλείπουσων τιμών σε χρονοσειρές ημερήσιου υετού. Στη μέθοδο αυτή χρησιμοποιήθηκαν κλάσματα (λόγοι) κλιματολογικών τιμών που είναι κατάλληλα για την παράμετρο του υετού, αλλά και για άλλες μετεωρολογικές παραμέτρους που ακολουθούν L-normal κατανομή. Στην Climatol χρησιμοποιήθηκε αυτή η μέθοδος των Paulhus και Kohler διευρυμένη όμως, γιατί στην περίπτωση της θερμοκρασίας, αλλά και στις υπόλοιπες παραμέτρους που ακολουθούν κανονική κατανομή χρησιμοποιούνται σειρές διαφορών (ή studentizations αν αυτές οι διαφορές διαιρούνται περαιτέρω με την τυπική απόκλιση).

Από στατιστικής πλευράς τώρα, είναι προτιμότερη η χρήση του προτύπου γραμμικής παλινδρόμησης τύπου II έναντι του τύπου I, καθώς στο τελευταίο

χρησιμοποιείται η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων για να ελαχιστοποιηθεί η απόκλιση μεταξύ των παρατηρήσεων στη γραμμή της παλινδρόμησης. Επιπλέον στην τύπου I γραμμική παλινδρόμηση η ανεξάρτητη μεταβλητή X ελέγχεται είτε από τον εκτιμητή (investigator), είτε μετριέται με αμελητέα σφάλματα (Sokal and Rohlf, 1969).



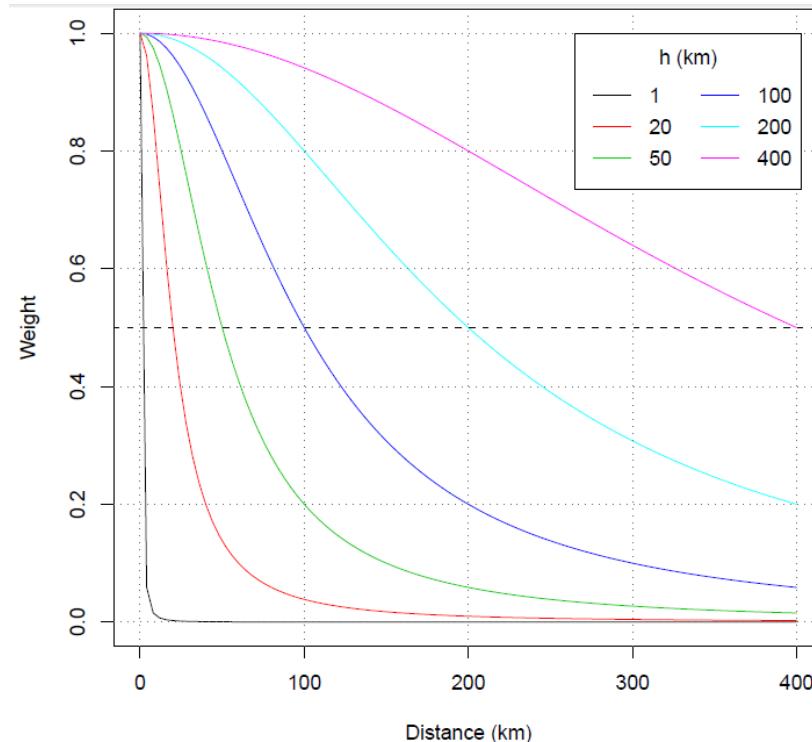
ΕΙΚΟΝΑ 5.1. Η απόκλιση ελαχιστοποιείται με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων (παλινδρόμηση τύπου I αριστερά) και ορθογωνίων ελαχίστων τετραγώνων (παλινδρόμηση τύπου II δεξιά) (User's guide to Climatol <http://www.climatol.eu/climatol-guide.pdf>).

Αυτή όμως δεν είναι η περίπτωση κατά την οποία προσαρμόζουμε γραμμικές παλινδρομήσεις σε ζευγάρια κλιματικών σειρών, όπου τα σφάλματα εκ των προτέρων είναι όμοια σε όλους τους μετεωρολογικούς σταθμούς. Εδώ η ελαχιστοποίηση των αποκλίσεων θα πρέπει να υπολογιστεί καθέτως προς τη γραμμή της παλινδρόμησης, όπως στην Εικόνα 5.1 (δεξιά).

5.3.2 Εκτίμηση Δεδομένων

Μετά την κανονικοποίηση των αρχικών χρονοσειρών, κάθε όρος της κάθε χρονοσειράς υπολογίζεται από την αρχή, σα να ήταν ελλιπής, από τα διαθέσιμα δεδομένα των γειτονικών σταθμών με τη βοήθεια των συντελεστών βάρους. Οι συντελεστές που εφαρμόζονται στις σειρές αναφοράς μπορούν είτε να είναι όλοι ίδιοι, είτε να υπολογίζονται ως μια αντίστροφη συνάρτηση της απόστασης d μεταξύ δύο σημείων παρατήρησης. Η

συνάρτηση που χρησιμοποιείται είναι η $1/(1+d^2/h^2)$, όπου h η σταθμισμένη απόσταση. Στην παρακάτω Εικόνα 5.2 απεικονίζεται η ανωτέρω συνάρτηση για διάφορες τιμές του h .



ΕΙΚΟΝΑ 5.2. Διάφορα σχήματα της σταθμιστικής συνάρτησης (User's guide to Climatol <http://www.climatol.eu/climatol-guide.pdf>).

Το πρώτο πρόβλημα που αντιμετωπίζουμε με αυτή τη διαδικασία, εκτός αν η υπό μελέτη χρονοσειρά είναι πλήρης, είναι το ότι δεν μπορούμε να υπολογίσουμε τη μέση τιμή και την τυπική απόκλιση για όλη την περίοδο μελέτης. Θα πρέπει πρώτα να υπολογίσουμε αυτές τις παραμέτρους μόνο από τα διαθέσιμα δεδομένα της σειράς, στη συνέχεια να χρησιμοποιήσουμε τις εκτιμώμενες σειρές (αφού πρώτα ανατρέσουμε την κανονικοποίηση των σειρών μας) για να συμπληρώσουμε τις ελλειπούσες τιμές, κατόπιν να υπολογίσουμε ξανά τις μέσες τιμές και τυπικές αποκλίσεις και να επανακανονικοποιήσουμε τα αρχικά μας δεδομένα ώστε να προκύψουν εν τέλει οι νέες εκτιμώμενες σειρές. Η όλη διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου η μέγιστη αλλαγή στη μέση τιμή είναι μικρότερη από μια προκαθορισμένη τιμή (0,005 εξ' ορισμού).

5.3.3 Εντοπισμός Σφαλμάτων και Απότομων Μεταβολών

Μετά την απόκτηση των εκτιμώμενων σειρών προχωρούμε στον υπολογισμό των σειρών αποχών από τη διαφορά μεταξύ της αρχικής κανονικοποιημένης σειράς και της εκτιμώμενης σειράς. Σ' αυτές τις σειρές αποχών εφαρμόζουμε στατιστικούς ελέγχους για τον εντοπισμό:

1. Ακραίων-παράτυπων τιμές (outliers): Εξ ορισμού οι αποχές που είναι 5 φορές μεγαλύτερες της τυπικής απόκλισης οδηγούν σε απαλοιφή των αντίστοιχων δεδομένων της αρχικής χρονοσειράς που προκάλεσαν αυτές τις αποχές.
2. Αλλαγών στη μέση τιμής: Εφαρμόζεται το Standard Normal Homogeneity Test (Alexanderson, 1986) σε δύο στάδια:
 - I. Αρχικά σ' ένα παράθυρο όρων π.χ. 120, με βήμα 60 όρων κάθε φορά (default τιμές).
 - II. Σε ολόκληρη τη χρονοσειρά.

Στο πρώτο στάδιο ορίζεται μια μέγιστη τιμή του ελέγχου SNHT (tV) και οι σειρές με τιμή (tV) μεγαλύτερη από την ορισμένη μέγιστη τιμή αποκόπτονται στο σημείο εκείνο όπου ξεπεράστηκε η μέγιστη τιμή (tV). Το σημείο αυτό είναι το σημείο ρήξης και οι σειρές μετά από το σημείο ρήξης διαγράφονται από την αρχική σειρά και μεταφέρονται σε μια νέα σειρά (με τις ίδιες συντεταγμένες σταθμού).

Ιδανικά μετά την πρώτη αποκοπή της σειράς, θα έπρεπε να επαναληφθεί η ίδια διαδικασία, καθώς η ανομοιογένεια που έχει εντοπιστεί μπορεί να έχει επηρεάσει την ομοιογένεια των γειτονικών σειρών. Επειδή όμως αυτό θα οδηγούσε σε μια χρονοβόρα διαδικασία, ειδικά όταν έχουμε να διαχειριστούμε πολλούς σταθμούς και μεγάλο όγκο δεδομένων με πολλές ανομοιογένειες, γι' αυτό παρέχεται ένας προκαθορισμένος συντελεστής αντοχής ο οποίος επιτρέπει ένα μέγιστο αριθμό κοψιμάτων τη φορά. Για παράδειγμα αν καθορίσουμε τον συντελεστή αντοχής 2 %, τότε αν υποθέσουμε ότι η τιμή του ελέγχου SNHT είναι 30 και ότι χρησιμοποιήθηκαν 10 βιοηθητικές σειρές για να εντοπιστούν οι αποχές, τότε η υπό εξέταση σειρά θα κοπεί αν η μέγιστη τιμή ελέγχου των βιοηθητικών σειρών είναι μικρότερη του $30 \times (1+0,02 \times 10)=36$.

Όταν εντοπιστούν όλες οι ανομοιογένειες σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράψαμε παραπάνω και αφού δημιουργηθούν όλες οι νέες σειρές μετά το κόψιμο των αρχικών σειρών, τότε ο έλεγχος SNHT εφαρμόζεται πια σε ολόκληρη τη χρονοσειρά με

σκοπό την εύρεση περισσότερων σημείων ρήξης. Η εφαρμογή του ελέγχου SNHT σε ολόκληρη τη χρονοσειρά επιτρέπει τον εντοπισμό μικρότερων σημείων ρήξης, τα οποία πέρασαν απαρατήρητα από το πρώτο στάδιο της εφαρμογής του βηματικού ελέγχου SNHT.

5.3.4 Συμπλήρωση Ελλείπουσων Τιμών

Το τρίτο στάδιο της διαδικασίας ομογενοποίησης με τη μέθοδο Climatol αφορά τη συμπλήρωση των ελλείπουσων τιμών (συμπεριλαμβανομένων και των τιμών που διαγράφηκαν μετά τον εντοπισμό παράτυπων τιμών). Η διαδικασία της συμπλήρωσης εφαρμόζεται σε όλες τις χρονοσειρές, είτε στις αρχικές (μη κομμένες σειρές ή στο πρώτο κομμάτι των κομμένων σειρών), είτε στις παραγόμενες σειρές που προέκυψαν μετά την ανίχνευση των ανομοιογενειών και την αποκοπή τους από τις αρχικές σειρές.

5.4 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ HOMER

5.4.1 Βασικές Αρχές της Μεθόδου HOMER

Η HOMER (HOMogenisation softwarE in R) είναι μια νέα μέθοδος ομογενοποίησης μηνιαίων τιμών, είναι ανοιχτού κώδικα, χρησιμοποιεί τη γλώσσα R και αναπτύχθηκε στα πλαίσια της δράσης European Cooperation in Science and Technology (COST) Action ES0601: "Advances in homogenization methods of climate series: an integrated approach" (HOME, 2011), στην οποία συμμετείχαν τόσο το Εργαστήριο Φυσικής της Ατμόσφαιρας του Πανεπιστημίου Πατρών, όσο και η Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία.

Η μέθοδος HOMER συνδυάζει διάφορες μεθόδους ομογενοποίησης, όπως τις PRODIGE (Caussinus and Mestre, 2004), ACMANT (Domonkos et al., 2011), CLIMATOL (Guijarro, 2011), MASH (Szentimrey, 1996; 1999; 2000), οι οποίες μελετήθηκαν στα πλαίσια του COST Action ES0601 και σύμφωνα με τη συγκριτική αξιολόγηση των μεθόδων που πραγματοποιήθηκε σε ένα τεχνητό σύνολο δεδομένων θερμοκρασίας και υετού και παρουσιάστηκε από τους (Venema et al., 2012), οι ανωτέρω μέθοδοι είχαν πολύ καλά στατιστικά αποτελέσματα. Θεωρητικά δηλαδή η μέθοδος HOMER είναι η καλύτερη μέθοδος ομογενοποίησης που υπάρχει έως σήμερα αφού βασίζεται στις καλύτερες μεθόδους ομογενοποίησης.

Τα βασικά χαρακτηριστικά της μεθόδου HOMER είναι τα ακόλουθα:

- i. Χρησιμοποιεί τους βασικούς ελέγχους, σχετικά με το δίκτυο των σταθμών, της μεθόδου CLIMATOL.
- ii. Χρησιμοποιεί ένα γρήγορο ποιοτικό έλεγχο των χρονοσειρών της μεθόδου PRODIGE.
- iii. Ο εντοπισμός των σημείων ρήξης βασίζεται στο συνδυασμό:
 - του δυναμικού προγραμματισμού και ενός ποινικοποιημένου εκτιμητή μέγιστης πιθανοφάνειας (έλεγχος Pairwise από τη μέθοδο PRODIGE)
 - της μεθόδου joint segmentation και
 - της μεθόδου ACMANT
- iv. Η διόρθωση των μη ομογενών χρονοσειρών βασίζεται στο πρότυπο ANOVA.

Στην παρούσα έρευνα εφαρμόσαμε τη νεότερη έκδοση της μεθόδου HOMER (version 2.6). Ακολουθεί μια σύντομη περιγραφή των μεθόδων PRODIGE και ACMANT που

χρησιμοποιεί η μέθοδος HOMER για τον έλεγχο των σειρών, τον εντοπισμό και τη διόρθωση των ανομοιογενειών.

5.4.2 Η Μέθοδος PRODIGE

5.4.2.1 Έλεγχος Pairwise

Η βασική αρχή στον έλεγχο Pairwise είναι ότι τα διαστήματα μεταξύ δύο σημείων ρήξης μπορεί να θεωρηθούν ως ομογενή οπότε αυτά τα διαστήματα μπορεί να χρησιμοποιηθούν ως σειρές αναφοράς. Με αυτόν τον τρόπο αντί να συγκρίνουμε την υποψήφια σειρά με μια σειρά αναφοράς της οποίας η αξιοπιστία είναι αμφίβολη, τη συγκρίνουμε με όλες τις άλλες σειρές σταθμών που βρίσκονται στην ίδια κλιματική περιοχή, δημιουργώντας σειρές διαφορών μεταξύ της υποψήφιας σειράς και των υπολοίπων σειρών. Αυτές οι σειρές διαφορών ελέγχονται για σημεία ρήξης και αν σε όλες τις συγκρίσεις μεταξύ της υποψήφιας σειράς και των γειτονικών σειρών ένα σημείο ρήξης εντοπίζεται πάντα, τότε αυτό το σημείο ρήξης αποδίδεται στην υποψήφια σειρά.

Έστω Y οι ετήσιες ή εποχικές διαφορές μεταξύ δύο σειρών και Y_i , $i=1,\dots,n$ μια σειρά Gaussian μεταβλητών σταθερής διακύμανσης σ^2 αλλά με μεταβλητό μέσο μ από υποπερίοδο (δηλαδή περίοδος μεταξύ δύο διαδοχικών σημείων ρήξης) σε υποπερίοδο. Ο αριθμός των σημείων ρήξης καθώς και η θέση τους είναι άγνωστα. Έστω k ο αριθμός των σημείων ρήξης και t_1, t_2, \dots, t_k η θέση τους. Έστω $K = \{t_1, t_2, \dots, t_k\} \subseteq \{1, \dots, n\}$ το σύνολο των σημείων ρήξης σε μια σειρά. Για λόγους απλοποίησης έστω $t_0=0$ και $t_{k+1}=n$. Δηλώνεται επίσης ότι $n_j=t_j-t_{j-1}$ και $\bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i$ και $\bar{Y}_j = \frac{1}{n_j} \sum_{i=t_{j-1}+1}^{t_j} Y_i$ για $j=1, \dots, k+1$

$$\overline{Y_{hm}} = \frac{1}{m-h} \sum_{i=h+1}^m Y_i \quad \text{και} \quad W_{hm} = \sum_{i=h+1}^m (Y_i - \overline{Y_{hm}})^2$$

Οι αλλαγές στη μέση τιμή δίνονται από

$$IE[Y_i] = \mu_j \text{ για } t_{j-1} + 1 < i \leq t_j$$

Από το κριτήριο κατασκευής εκτιμητριών μέγιστης πιθανοφάνειας τα μ_j δίνονται απευθείας από $\hat{\mu}_j = \bar{Y}_j$.

Για δεδομένο αριθμό σημείων ρήξης k στόχος είναι μεγιστοποιήσουμε την πιθανότητα ή με άλλα λόγια να ελαχιστοποιήσουμε την απόκλιση D :

$$D_K = \frac{\sum_{j=1}^{k+1} \sum_{i=t_{j-1}+1}^{t_j} (Y_i - \bar{Y}_j)^2}{\sigma^2} + 2n \ln(\sqrt{2\pi}\sigma)$$

5.4.2.2 Δυναμικός προγραμματισμός

Ένας προσεγγιστικός τρόπος ελαχιστοποίησης της απόκλισης είναι να ληφθεί υπόψη κάθε δυνατός συνδυασμός των θέσεων των σημείων ρήξης. Όμως με αυτό τον τρόπο ο αριθμός του έλεγχου υποθέσεων αυξάνεται σημαντικά. Ο δυναμικός προγραμματισμός επιτρέπει την εύρεση της βέλτιστης λύσης δίχως να απαιτείται ο υπολογισμός όλων των πιθανοτήτων. Για δεδομένο λοιπόν αριθμό σημείων ρήξης k , το πρόβλημα είναι η ελαχιστοποίηση του:

$$Q = \sum_{j=1}^{k+1} \sum_{i=t_{j-1}+1}^{t_j} (Y_i - \bar{Y}_j)^2 = \sum_{j=1}^{k+1} W_{t_{j-1} t_j}$$

5.4.2.3 Έλεγχος joint detection

Η μέθοδος HOMER πέρα από τον έλεγχο Pairwise, χρησιμοποίει μια επιπλέον, εναλλακτική διαδικασία εντοπισμού σημείων ρήξης, αυτής του joint detection. Δύο βιοστατικολόγοι (Pickard et al., 2011), στα πλαίσια της κατάτμησης του DNA, ανέπτυξαν αρχικά τη μέθοδο joint segmentation, όπου στην ουσία εισήγαγαν δύο υπολογιστικά τρικ προκειμένου να εφαρμοστεί ο δυναμικός προγραμματισμός, ο οποίος επιτρέπει την εύρεση της βέλτιστης λύσης χωρίς τον υπολογισμό όλων των πιθανοτήτων. Για δεδομένο λοιπόν αριθμό σημείων ρήξης k , το πρόβλημα είναι η ελαχιστοποίηση του:

$$Q = \sum_{j=1}^{k+1} \sum_{i=t_{j-1}+1}^{t_j} (Y_i - \bar{Y}_j)^2 = \sum_{j=1}^{k+1} W_{t_{j-1} t_j}$$

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να αναφέρουμε πως ένα από μεγαλύτερα προβλήματα όλων των μεθόδων ομογενοποίησης είναι ο προσδιορισμός της βέλτιστης θέσης μιας ανομοιογένειας, καθώς επίσης και ο καθορισμός του βέλτιστου αριθμού των σημείων ρήξης που δύναται να εντοπιστούν σε μια κλιματική σειρά προκειμένου αυτή να μετατραπεί σε ομογενή. Στη μέθοδο PRODIGE ο προσδιορισμός του αριθμού των σημείων ρήξης καθορίζεται από την ελαχιστοποίηση της εσωτερικής διακύμανσης και από έναν όρο «ποινής». Ως εσωτερική διακύμανση ορίζεται η διακύμανση εντός μιας υποπεριόδου μεταξύ δύο διαδοχικών σημείων ρήξης. Ο όρος «ποινή» προτάθηκε από τους Caussinus and Lyazrhi (1997) με σκοπό την αποφυγή εισαγωγής ασήμαντων σημείων ρήξης.

5.4.3 Η Μέθοδος ACMANT

Η ACMANT (Adapted Caussinus-Mestre Algorithm for homogenising Networks of Temperature series) αναπτύχθηκε στο Πανεπιστήμιο της Ταρραγόνα Universitat Rovira i Virgili από τον Domonkos et al. (2011). Τα κυριότερα χαρακτηριστικά της ACMANT είναι: α) η εναρμόνιση των ανομοιογενειών σε διαφορετική χρονική κλίμακα (δηλαδή σε ετήσια και μηνιαία βάση) β) Η χρήση του κριτηρίου Caussinus-Lyazrhi για τον καθορισμό του αριθμού των σημείων ρήξης και γ) η χρήση της μεθόδου ANOVA για τις τελικές διορθώσεις.

Τα κύρια μέρη της μεθόδου ACMANT είναι 4 και περιγράφονται παρακάτω:

- I. Προετοιμασία δεδομένων: Αυτό το στάδιο περιλαμβάνει αρχικούς υπολογισμούς (ανωμαλίες, χωρικές συσχετίσεις, κ.λπ), φίλτραρισμα ακραίων τιμών και συμπλήρωση ελλείπουσων τιμών.
- II. Προ-ομογενοποίηση: Η μέθοδος ACMANT εφαρμόζεται σε σειρές οι οποίες έχουν αρχικά υποστεί μια προ-ομογενοποίηση και όχι απευθείας στην αρχικές σειρές. Ο σκοπός της προ-ομογενοποίησης είναι να φίλτραριστεί η εισαγωγή μεγάλων σφαλμάτων από τη σύνθετη σειράς αναφοράς στην τελική ομογενοποίηση. Κατά τη διαδικασία της προ-ομογενοποίησης εφαρμόζονται προσωρινές προσαρμογές για να μειώσουν την επίδραση του σταθμού και στη συνέχεια εκτελούνται παρεμβολές και φίλτρα για τις ακραίες τιμές χρησιμοποιώντας τα βελτιωμένα δεδομένα.
- III. Ομογενοποίηση: Πρώτα εντοπίζεται ένα μακρόχρονο συστηματικό σφάλμα στις ετήσιες σειρές και στη συνέχεια, με επιπλέον υπολογισμούς, καθορίζονται τα σημεία ρήξης σε μηνιαία κλίμακα. Κατόπιν τούτου η επίδραση των υπολούπων σταθμών ελέγχεται με δεύτερο έλεγχο σε μηνιαία βάση. Μόλις τελειώσει η ανίχνευση των σημείων ρήξης εφαρμόζεται η μέθοδος ANOVA για τον υπολογισμό των όρων διόρθωσης των προβληματικών σειρών.
- IV. Τελικές προσαρμογές: Σε αυτό το τελικό στάδιο της ομογενοποίησης αφαιρούνται να ασήμαντα σημεία ρήξης και εφαρμόζεται εκ νέου η μέθοδος ANOVA για τον υπολογισμό των τελικών προσαρμογών.

Οι χρονοσειρές θερμοκρασίας έχουν συχνά ανομοιογένειες με σημαντικό εποχικό κύκλο. Ως εκ τούτου η ανίχνευση των σημείων ρήξης γίνεται με τη χρήση μιας βέλτιστης συνάρτησης στον ετήσιο μέσο (Y) και στο εύρος του εποχικού κύκλου (X) των σειρών διαφοράς (υποψήφιας προς ομογενοποίηση σειράς και της σειράς αναφοράς). Η ελάχιστη απόσταση μεταξύ δύο σημείων ρήξης είναι 3 χρόνια. Στη μέθοδο ACMANT, η ποσότητα που θα πρέπει να ελαχιστοποιηθεί δίνεται από τη σχέση:

$$Q = \sum_{j=1}^{k+1} \sum_{i=t_{j-1}+1}^{t_j} (Y_i - \bar{Y}_j)^2 + \frac{1}{2} (X_i - \bar{X}_j)^2$$

Ο παράγοντας 1/2 της ανωτέρω εξίσωσης επιλέχθηκε εμπειρικά. Λαμβάνονται υπόψη μόνο οι λύσεις με συγχρονισμό των σημείων ρήξης, έτσι ώστε να εφαρμόζεται ο δυναμικός προγραμματισμός και το κριτήριο ποινής Caussinus-Lyazrhi:

Έστω $C_0(Y, R) = 0$ και

$$C_K(Y, R) = \log \left[1 - \frac{\sum_{j=1}^{k+1} (t_j - t_{j-1}) \left((\bar{Y}_j - \bar{Y})^2 + (\bar{X}_j - \bar{X})^2 \right)}{\sum_{i=1}^n (\bar{Y}_i - \bar{Y})^2 + (\bar{X}_i - \bar{X})^2} \right] + \frac{2k}{n-1} \ln(\pi)$$

Το κριτήριο επιλογής είναι: επιλέγουμε ένα k^* τέτοιο ώστε $k^* = \text{Argmin}_k(C_k(Y))$. Σε πολλές περιπτώσεις η διαδικασία αυτή μας επιτρέπει να εντοπίσουμε αλλαγές που είναι σχεδόν απαρατήρητες στις μέσεις ετήσιες τιμές.

Η μέθοδος HOMER παρέχει ένα διαδραστικό περιβάλλον όπου ο χρήστης έχει τη δυνατότητα να αφαιρέσει κάποιο σημείο ρήξης που θεωρεί ότι κακώς εντοπίστηκε από τις μεθόδους που περιγράψαμε παραπάνω, όπως επίσης έχει τη δυνατότητα να προσθέσει χειρονακτικά κάποιο σημείο ρήξης. Στην παρούσα έρευνα επισημαίνεται πως τροποποιήσαμε χειρονακτικά σημεία ρήξης όπου αυτό κρίθηκε αναγκαίο.

5.4.4 Η Μέθοδος ANOVA

Η διόρθωση των μη ομογενών χρονοσειρών βασίζεται στη μέθοδο ANOVA. Η μέθοδος ANOVA βασίζεται στις ακόλουθες υποθέσεις: α) οι σειρές επηρεάζονται από τις ίδιες κλιματικές συνθήκες την ίδια στιγμή. Η υπόθεση αυτή είναι ρεαλιστική αν θεωρήσουμε ότι έχουμε μηνιαίες ή ετήσιες σειρές σταθμών που ανήκουν στην ίδια γεωγραφική περιοχή β) κάθε κλιματική σειρά μπορεί να περιγραφεί ως άθροισμα της επίδρασης του κλίματος, της επίδρασης του σταθμού και του λευκού θορύβου. Η επίδραση του σταθμού είναι πάντα σταθερή αν η σειρά είναι ομογενής, ενώ αν η σειρά είναι μη ομογενής η επίδραση του σταθμού είναι σταθερή μεταξύ δύο διαδοχικών σημείων ρήξης.

Έστω ρ σειρές που ανήκουν σε μια κλιματική περιοχή και X ένας πίνακας η παρατηρήσεων X_{ij} των ρ σειρών όπου $i=1, \dots, n$ είναι ο δείκτης του χρόνου και $j=1, \dots, \rho$ ο δείκτης του σταθμού. Έστω k_j ο αριθμός των σημείων ρήξης και $t_{1j}, t_{2j}, \dots, t_{kj}$ οι θέσεις των k_j

σημείων ρήξης. Έστω $K_j = (t_{1j}, t_{2j}, \dots, t_{kj})$ το σύνολο των σημείων ρήξης και παράτυπων τιμών της σειράς j.

Αν μ_j η επίδραση του κλίματος τη χρονική στιγμή i και v_{jh} η επίδραση του σταθμού j για το επίπεδο L_{jh} . Ως επίπεδο L_{jh} ορίζεται η h^{th} ομογενής υποπερίοδος μεταξύ δύο ασυνεχειών του σταθμού j. Αν δεν υπάρχουν παράτυπες τιμές, τα δεδομένα περιγράφονται από το γραμμικό πρότυπο:

$$E(X_{ij}) = \mu_j + v_{jh(i,j)} \quad \text{Var}(X) = \sigma^2 I_{np}$$

Έστω L_{jk_j} το τελευταίο επίπεδο του σταθμού j και $\hat{v}_{jk_j}^{K^*}$ η αντίστοιχη εκτιμήτρια της επίδρασης του σταθμού. Τότε για κάθε $X_{ij} \in L_{jh}$ ($1 \leq h \leq k_j + 1$), η διορθωμένη τιμή της X_{ij} είναι η X_{ij}^* με:

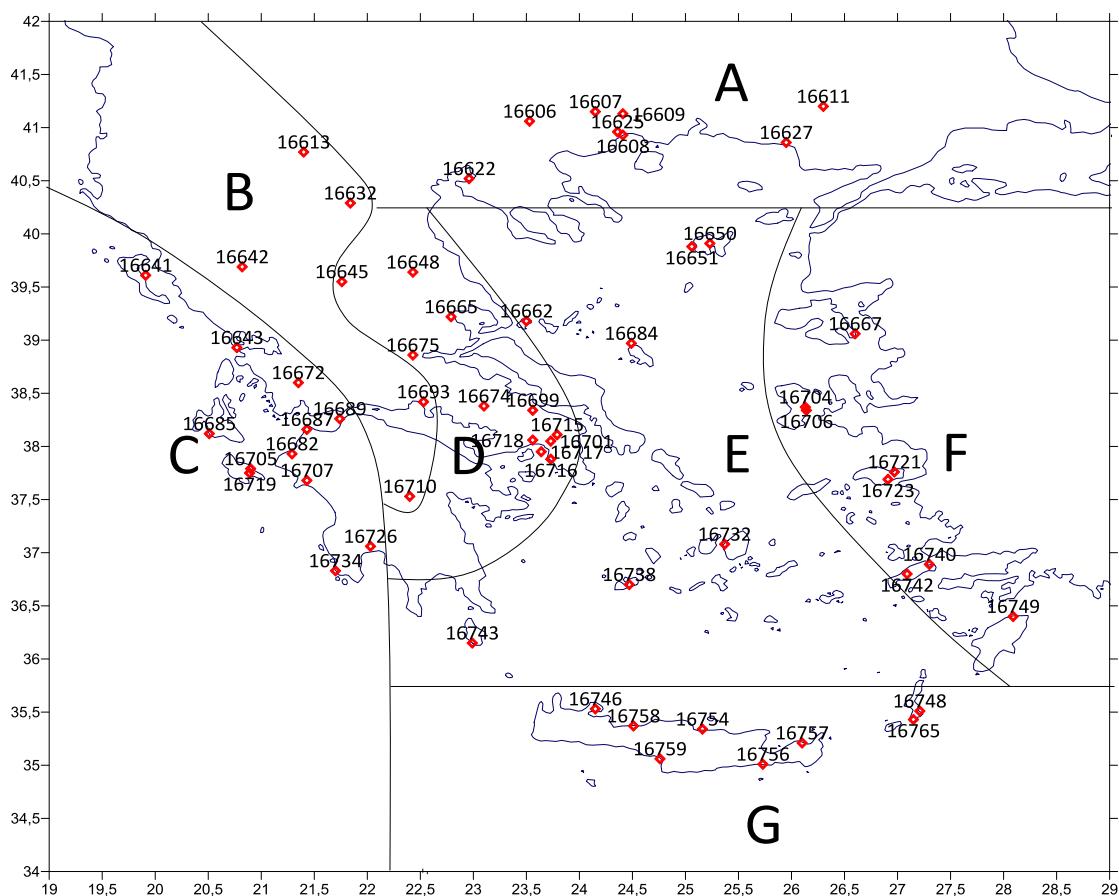
$$X_{ij}^* = X_{ij} - \hat{v}_{jh(i,j)}^{K^*} + \hat{v}_{jk_j}^{K^*}$$

Επισημαίνουμε ότι το πρότυπο ANOVA επιτρέπει επιπλέον τη συμπλήρωση ελλείπουσων τιμών και τη διόρθωση των παράτυπων τιμών. Για κάθε ελλείπουσα ή παράτυπη τιμή (i,j) η συμπλήρωση δίνεται από τη σχέση: $\hat{X}_{ij} = \hat{\mu}_i + \hat{v}_{jh(i,j)}$.

6. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΤΙΣ ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΕΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Σε αυτή τη μελέτη εξετάστηκαν 52 μετεωρολογικοί σταθμοί της EMY ως προς τη μέση θερμοκρασία για την περίοδο 1960-2004. Για να υπάρχει η δυνατότητα χωρικού ελέγχου των παραμέτρων ενός μετεωρολογικού σταθμού με εκείνες άλλων σταθμών θα πρέπει οι σταθμοί να ανήκουν σε κλιματικά ομοιογενή περιοχή και να υπάρχει ισχυρή συσχέτιση μεταξύ τους. Λαμβάνοντας λοιπόν υπόψη τα κλιματικά χαρακτηριστικά της Ελλάδας που περιγράφηκαν στο κεφάλαιο 4, τους συνήθεις τύπους καιρού που επικρατούν στον ελλαδικό χώρο και τη συσχέτιση μεταξύ των σταθμών, χωρίσαμε την Ελλάδα σε επτά περιοχές που παρουσιάζουν ομοιότητα στα κλιματικά χαρακτηριστικά : (α) Η κλιματική περιοχή Α περιλαμβάνει τους σταθμούς της Κεντρικής και Ανατολικής Μακεδονίας και της Θράκης (β) η κλιματική περιοχή Β περιλαμβάνει τους σταθμούς σε ημιορεινές περιοχές (υψόμετρο 400-800 m) της Δυτικής Μακεδονίας, της Ηπείρου, της Δυτικής Στερεάς και της Αρκαδίας (γ) η περιοχή Ζ περιλαμβάνει τους σταθμούς σε παράκτιες και πεδινές περιοχές της Δυτικής Ελλάδας, καθώς επίσης και τους σταθμούς στα νησιά του Ιονίου (δ) η περιοχή Δ περιλαμβάνει τους σταθμούς της Θεσσαλίας και της Ανατολικής Στερεάς (ε) η περιοχή Ε περιλαμβάνει τους σταθμούς του Βόρειου και Κεντρικού Αιγαίου (στ) η περιοχή Φ περιλαμβάνει τους σταθμούς του Ανατολικού Αιγαίου και (ζ) η περιοχή Γ περιλαμβάνει τους σταθμούς της Κρήτης και του Νότιου Αιγαίου. Στο χάρτη της Εικόνας 6.1 παρουσιάζονται ανά κλιματικά ομοιογενή περιοχή όλοι οι μετεωρολογικοί σταθμοί (πριν την ενοποίηση ορισμένων χρονοσειρών που αναφέραμε στο κεφάλαιο 3, πίνακας 3.3) που χρησιμοποιήσαμε στην ομογενοποίηση της θερμοκρασίας.

Όσον αφορά του συντελεστές συσχέτισης, οι συντελεστές συσχέτισης των ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας μεταξύ των σταθμών που ανήκουν στην ίδια κλιματική περιοχή ήταν μεγαλύτεροι από 0,9. Επίσης, προκειμένου να περιοριστεί η επίδραση των ανομοιογενειών στους συντελεστές συσχέτισης των αρχικών μηνιαίων χρονοσειρών μέσης θερμοκρασίας, υπολογίστηκαν και χρησιμοποιήθηκαν οι συντελεστές συσχέτισης των σειρών διαφοράς και όχι οι συντελεστές των αρχικών μηνιαίων σειρών. Έτσι, λοιπόν οι συντελεστές συσχέτισης των μηνιαίων σειρών διαφοράς μεταξύ των σταθμών που ανήκουν στην ίδια κλιματική περιοχή ήταν μεγαλύτεροι από 0,8 ακόμα και για σταθμούς που απέχουν μεταξύ τους περισσότερο από 450 km.



ΕΙΚΟΝΑ 6.1. Κλιματικά ομογενείς περιοχές.

Στις επόμενες παραγράφους χρησιμοποιούμε ένα παράδειγμα, κοινό και στις τρεις μεθόδους, προκειμένου να κατανοηθούν καλύτερα οι μέθοδοι ομογενοποίησης που εφαρμόσαμε. Για το σκοπό αυτό θα χρησιμοποιήσουμε την κλιματική περιοχή F και τις μηνιαίες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας των σταθμών που ανήκουν σε αυτή την περιοχή. Στην περιοχή F ανήκουν οι σταθμοί του ανατολικού Αιγαίου και των Δωδεκανήσων, δηλαδή 5 σταθμοί από το σύνολο των 52 σταθμών, η Μυτιλήνη, η Χίος, η Σάμος, η Κως και η Ρόδος.

6.1 MASH

Η ομογενοποίηση με τη MASH είναι γενικά μια απαιτητική και χρονοβόρα διαδικασία καθώς δεν υπάρχει ένας ενιαίος κώδικας ή γραφικό περιβάλλον για ολόκληρη τη διαδικασία αλλά υπάρχουν πολλά ξεχωριστά λογισμικά που θα πρέπει να τρέξουν. Εκτός τούτου οι χρονοσειρές ελέγχονται ως προς την ομοιογένειά τους κάθε μήνα ξεχωριστά και

εν συνεχεία ελέγχονται οι εποχικές και οι ετήσιες σειρές, οπότε η εφαρμογή της μεθόδου γίνεται ακόμα περισσότερο χρονοβόρα. Ωστόσο, σε κάποιες περιπτώσεις δύναται η διαδικασία ομογενοποίησης να ξεκινήσει αντίστροφα, δηλαδή να εξεταστούν πρώτα οι εποχικές σειρές ή η ετήσιες σειρές και εν συνεχεία να διορθωθούν οι μηνιαίες ανάλογα με τα σημεία ρήξης που εντοπίζονται στις πρώτες.

Ένα πλεονέκτημα της μεθόδου εν συγκρίσει με άλλες είναι ότι μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι πληροφορίες που παρέχονται από τα μεταδεδομένα και πάντα στη λήψη των αποφάσεων για τον καθορισμό ενός σημείου ρήξης δίνεται προτεραιότητα σε αυτά. Αυτονοήτως όσο καλύτερα και πληρέστερα είναι τα μεταδεδομένα τόσο χρησιμότερα είναι, ειδικά στην συγκεκριμένη μέθοδο αφού έχουν ενεργό ρόλο στη διαδικασία της ομογενοποίησης.

Ξεκινώντας τη διαδικασία, πρέπει πρώτα να διαμορφωθούν καταλλήλως οι χρονοσειρές. Απαιτούνται 12 αρχεία, ένα για κάθε μήνα του έτους· κάθε τέτοιο αρχείο περιλαμβάνει τις αρχικές χρονοσειρές όλων των σταθμών της περιοχής για το συγκεκριμένο μήνα. Για παράδειγμα στην Εικόνα 6.2 είναι οι σειρές μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) του Ιουλίου. Κάθε στήλη αντιστοιχεί στη χρονοσειρά ενός σταθμού και οι ελλείπουσες τιμές σημειώνονται με 999.99.

	667	706	723	742	749
1960	26.16	26.95	25.16999.99	26.68	
1961	25.92	27.30	25.18999.99	27.31	
1962	26.43	27.48	25.81	25.57	27.40
1963	27.15	28.54	26.30	26.20	27.74
1964	25.77	26.89	24.77	24.58	26.13
1965	26.79	27.53	25.63	25.20	27.73
1966	27.27	27.85	25.94	25.64	27.00
1967	25.95	27.37	25.15	25.42	27.17
1968	26.83	27.69	25.81	25.90	27.80
1969	24.74	25.71	24.37	24.43	26.09
1970	26.82	27.48999.99	26.04	27.07	
1971	24.84999.99	24.63	24.51	25.94	
1972	26.85999.99999.99999.99	26.46			
1973	27.41	28.16	26.43	25.87	27.56
1974	26.42	26.57	25.55	25.75	27.89
1975	26.86999.99	25.74999.99	27.10		
1976	25.49	24.77	24.74	24.88	25.47
1977	27.15	26.66	26.00	26.05	27.43
1978	26.62	26.44	28.73	25.93	27.12
1979	26.29	26.23	28.02	25.18	26.59
1980	27.30	26.53	28.26	26.02	26.21
1981	25.48	25.34	27.15	24.32	25.40
1982	25.18	25.20	26.82	24.46	25.80
1983	26.42	26.25	27.90	25.50	26.68
1984	25.28	25.61	27.08	25.45	26.90
1985	26.04	26.20	28.44	25.88	26.63

ΕΙΚΟΝΑ 6.2. Παράδειγμα αρχικών σειρών μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) του Ιουλίου από τον σταθμό της Μυτιλήνης (667), της Χίου (706), της Σάμου (723), της Κω (742) και της Ρόδου (749). Οι τιμές 999.99 αντιστοιχούν σε ελλείπουσες τιμές θερμοκρασίας.

Πέρα από τις χρονοσειρές θερμοκρασίας, αλλά αρχεία που είναι απαραίτητα και απαιτούνται από τη διαδικασία της ομογενοποίησης είναι: α) αρχείο με τις γεωγραφικές συντεταγμένες των σταθμών σε δεκαδική μορφή (απαραίτητο), β) αρχείο με τα διαθέσιμα μεταδεδομένα (προαιρετικό), γ) αρχείο όπου για κάθε υποψήφια σειρά δηλώνονται οι σειρές αναφοράς (προαιρετικό). Στην περίπτωση που ο χρήστης δε γνωρίζει ή δεν επιθυμεί να δηλώσει τις σειρές αναφοράς αυτές υπολογίζονται με βάση τις γεωγραφικές συντεταγμένες των σταθμών. Στην Εικόνα 6.3 δίνονται τα μεταδεδομένα που χρησιμοποιήσαμε στην ομογενοποίηση των σταθμών του ανατολικού Αιγαίου (κλιματική περιοχή F). Για τον πρώτο σταθμό (Μυτιλήνη) δεν έχουμε κανένα μεταδεδομένο, για το δεύτερο σταθμό (Χίος) γνωρίζουμε τη μετακίνηση του σταθμού το 1973 κ.ο.κ.

TABLE OF META DATA (one or two rows belong to each examined series)	
row 1: index of examined series(I3); number of meta data(I5)	
row 2: meta data(I5), if they exist	
1	0
2	1
1973	
3	1
1978	
4	1
1981	
5	0

ΕΙΚΟΝΑ 6.3. Παράδειγμα μεταδεδομένων.

Σε αντίθεση με άλλες μεθόδους, στη MASH γίνεται πρώτα συμπλήρωση των ελλείπουσων τιμών με τη βοήθεια της χωρικής παρεμβολής. Ένα παράδειγμα συμπλήρωσης ελλείπουσας τιμής δίνεται στην Εικόνα 6.4. Αναφερόμαστε και πάλι στον μήνα Ιούλιο και αν παρατηρήσουμε την Εικόνα 6.3 βλέπουμε ότι ο σταθμός 706 (δηλαδή κωδικός WMO: 16706 που αντιστοιχεί στο σταθμό της Χίου) έχει ελλείπουσα τιμή το 1971 η οποία εκτιμάται από τις βοηθητικές σειρές των σταθμών 667 (δηλαδή κωδικός WMO: 16667 που αντιστοιχεί στο σταθμό της Μυτιλήνης) και 749 (δηλαδή κωδικός WMO: 16749 που αντιστοιχεί στο σταθμό της Ρόδου) χρησιμοποιώντας συντελεστές βάρους. Τελικά η ελλείπουσα τιμή συμπληρώνεται με την τιμή 25,45 ($^{\circ}\text{C}$).

CANDIDATE SERIES: 667
THERE IS NO MISSING VALUE
CANDIDATE SERIES: 706
VARIANCE & DEVIATION: 0.9901 0.9950
DATE OF MISSING VALUE: 1971
THERE IS NO EXCLUDED REFERENCE SERIES
OPTIMAL POSITIVE WEIGHTING
REFERENCE SERIES, WEIGHTING FACTORS, ERRORS
667 749 Variance std.error 706 0.48489 0.51511 0.23976 0.48965
INTERCEPT: 0.05
ESTIMATED VALUE: 25.45

ΕΙΚΟΝΑ 6.4. Παράδειγμα συμπλήρωσης ελλείπουσων τιμών.

Όπως περιγράψαμε στην παράγραφο 5.2.3 η διαδικασία εντοπισμού των σημείων ρήξης βασίζεται στον έλεγχο υποθέσεων για ένα συγκεκριμένο επίπεδο σημαντικότητας (στην παρούσα εργασία επιλέχθηκε επίπεδο σημαντικότητας 5 %) και λαμβάνει υπόψη και τους δύο τύπους σφαλμάτων, ο πρώτος τύπος αφορά τον εντοπισμό εσφαλμένης ανομοιογένειας και ο δεύτερος τύπος την ανικανότητα εντοπισμού πραγματικής ομοιογένειας. Θεωρούμε ως μηδενική υπόθεση το ότι οι εξεταζόμενες σειρές είναι ομογενείς και ο στατιστικός έλεγχος (TS) της βέλτιστης σειράς διαφοράς μεταξύ υποψήφιας σειράς και σειρών αναφοράς συγκρίνεται με την κρίσιμη τιμή της μεθόδου Monte Carlo (Παράρτημα Α). Στην Εικόνα 6.5 δίνονται τα αποτελέσματα του στατιστικού ελέγχου πριν την ομογενοποίηση (TSB). Για επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0,05$ οι τιμές TSB συγκρίνονται με την κρίσιμη τιμή Monte Carlo 20,86. Παρατηρούμε ότι η χρονοσειρά της Σάμου (723) τον Ιούλιο, έχει το μεγαλύτερο TSB από όλους τους σταθμούς το οποίο απέχει κατά πολύ από την κρίσιμη τιμή. Αυτό σημαίνει ότι είναι πολύ πιθανόν η χρονοσειρά της Σάμου να παρουσιάζει ανομοιογένειες, οπότε η πρώτη υποψήφια χρονοσειρά προς ομογενοποίηση θα είναι της Σάμου, ενώ οι σειρές των υπολοίπων σταθμών που ανήκουν στην ίδια κλιματική περιοχή χρησιμοποιούνται ως σειρές αναφοράς.

I. TEST STATISTICS FOR SERIES INHOMOGENEITY Null hypothesis: the examined series are homogeneous. Critical value (significance level 0.05): 20.86 Test statistics (TS) can be compared to the critical value. The larger TS values are more suspicious!

2. Test Statistics Before Homogenization								
Series	Index	TSB	Series	Index	TSB	Series	Index	TSB
723	3	711.82	706	2	135.66	667	1	38.94
742	4	24.33	749	5	21.67			
AVERAGE:		186.48						

ΕΙΚΟΝΑ 6.5. Παράδειγμα στατιστικού ελέγχου στις αρχικές σειρές.

Βέβαια, επειδή και ο σταθμός της Χίου (706) έχει και εκείνος μεγάλο TSB, που σημαίνει ότι πολύ πιθανόν η χρονοσειρά του τον Ιούλιο είναι προβληματική, παρουσιάζει δηλαδή ανομοιογένειες. Οπότε εξαιρέσαμε αυτή τη χρονοσειρά από σειρά αναφοράς της Σάμου, για να μην επηρεάσει το σημείο ρήξης που πιθανόν έχει η Χίος την υποψήφια σειρά. Στην Εικόνα 6.6 φαίνεται η υποψήφια σειρά που επιλέξαμε να ομογενοποιηθεί (candidate series), οι σειρές αναφοράς (reference series) και οι στατιστικοί έλεγχοι πριν την ομογενοποίηση (TS). Με αστερίσκο (*) δηλώνονται η υποψήφια σειρά και η σειρά αναφοράς που εξαιρείται της διαδικασίας. Εκτός από τους στατιστικούς ελέγχους της ομογενοποίησης, δίνονται και στατιστικοί έλεγχοι (TSM) που αφορούν την ποιότητα των μεταδεδομένων που διαθέτουμε, μικρή τιμή του TSM δηλώνει ότι τα μεταδεδομένα μπορούν επαρκώς να εξηγήσουν ένα σημείο ρήξης.

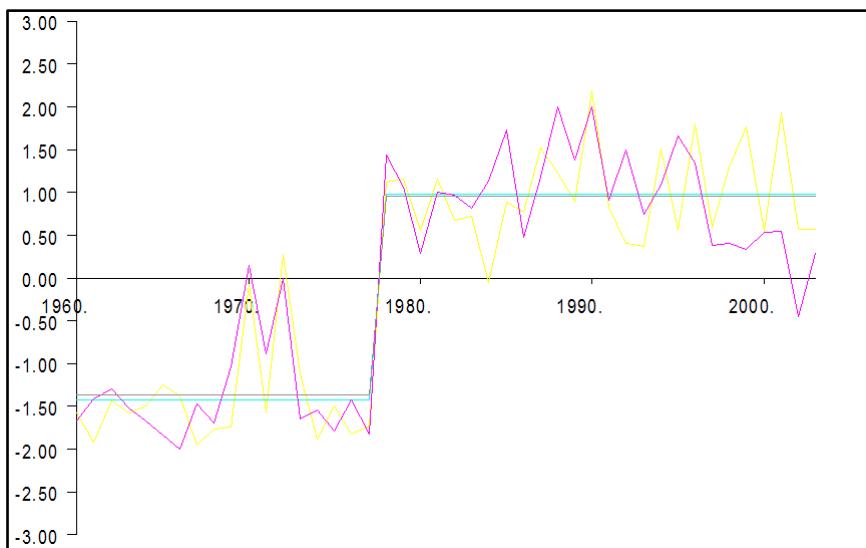
HELP: TABLE FOR SELECTION OF REFERENCE SERIES AND/OR CANDIDATE SERIES
Null hypothesis 1: the examined series are homogeneous.
Test Statistics belonging to the null hypothesis 1: TS
Null hypothesis 2: the inhomogeneities can be explained by the Meta Data.
Test Statistics belonging to the null hypothesis 2: TSM
Critical value <significance level 0.05>: 20.86
Test Statistics (both TS and TSM) can be compared to the critical value.
The larger Test Statistics are more suspicious!
Series marked with asterisk(*) are not used for reference series.
 Candidate series: 723 Index: 3 TS: 711.82* TSM: 88.22
Reference series: 742 Index: 4 TS: 55.89 TSM: 20.46
Reference series: 706 Index: 2 TS: 135.66* TSM: 14.57
Reference series: 667 Index: 1 TS: 23.71 TSM: 23.71
Reference series: 749 Index: 5 TS: 74.97 TSM: 25.13

ΕΙΚΟΝΑ 6.6. Παράδειγμα ομογενοποίησης.

Ακολούθως, δημιουργούνται σειρές διαφοράς μεταξύ της Σάμου και των υπολοίπων σταθμών αναφοράς πλην της Χίου χρησιμοποιώντας τους βέλτιστους συντελεστές βαρύτητας δηλαδή τέτοιους ώστε η διακύμανση των σειρών διαφοράς να είναι ελάχιστη. Αν σε όλες τις σειρές διαφοράς που δημιουργηθούν εντοπιστεί ένα κοινό σημείο ρήξης, τότε αποδίδεται ως σημείο ρήξης της υποψήφιας σειράς. Στη χρονοσειρά λοιπόν της μέσης θερμοκρασίας του Ιουλίου του σταθμού της Σάμου

εντοπίσαμε ένα σημείο ρήξης το 1977 με μέγεθος αλλαγής (shift) -2.17 ($^{\circ}\text{C}$). Στην Εικόνα 6.7 φαίνονται με ροζ και κίτρινο χρώμα οι δύο βέλτιστες σειρές διαφοράς που δημιουργήθηκαν και το σημείο ρήξης που εκτιμήθηκε και από τις δύο σειρές.

Στη συνέχεια η χρονοσειρά της Σάμου διορθώθηκε την περίοδο πριν το σημείο ρήξης, δηλαδή 1960-1977 και εφαρμόσαμε εκ νέου τον στατιστικό έλεγχο. Τα αποτελέσματα των στατιστικών ελέγχων μετά τον εντοπισμό του σημείου ρήξης και τη διόρθωση της χρονοσειράς της Σάμου παρουσιάζονται στην Εικόνα 6.8.



ΕΙΚΟΝΑ 6.7. Σειρές διαφορών μεταξύ υποψήφιου σταθμού και σταθμών αναφοράς και εκτιμώμενη ανομοιογένεια (1977).

I. TEST STATISTICS FOR SERIES INHOMOGENEITY									
Null hypothesis: the examined series are homogeneous.									
Critical value (significance level 0.05): 20.86									
Test statistics (TS) can be compared to the critical value.									
The larger TS values are more suspicious!									
1. Test Statistics After Homogenization									
Series	Index	TSA	Series	Index	TSA	Series	Index	TSA	
706	2	135.66	667	1	53.52	742	4	47.87	
723	3	37.18	749	5	21.67				
AVERAGE: 59.18									
2. Test Statistics Before Homogenization									
Series	Index	TSB	Series	Index	TSB	Series	Index	TSB	
723	3	711.82	706	2	135.66	667	1	38.94	
742	4	24.33	749	5	21.67				
AVERAGE: 186.48									

ΕΙΚΟΝΑ 6.8. Στατιστικοί έλεγχοι πριν (TSB) και μετά την ομογενοποίηση (TSA).

Παρατηρούμε πως ο στατιστικός έλεγχος της Σάμου (723) μετά την ομογενοποίηση έχει βελτιωθεί αισθητά. Ωστόσο, θα μπορούσε ο στατιστικός έλεγχος να μην είχε βελτιωθεί τόσο πολύ ή ακόμα και να είχε αυξηθεί, αν μετά τη διόρθωση της υποψήφιας σειράς αυτή παράμενε ανομοιογενής. Αυτό μπορεί να συμβεί είτε όταν σε μια χρονοσειρά υπάρχουν περισσότερα του ενός σημεία ρήξης, είτε όταν έχει γίνει κακή επιλογή των σειρών αναφοράς και κακός εντοπισμός του σημείου ρήξης. Στην περίπτωση αυτή επαναλαμβάνεται η ίδια διαδικασία. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα συνεχίσαμε με τον ίδιο τρόπο τη διαδικασία της ομογενοποίησης και για τους υπόλοιπους σταθμούς. Υπάρχουν επίσης περιπτώσεις στις οποίες μια σειρά μπορεί να εμφανίζει χαμηλό TS στις αρχικές σειρές, οπότε φαινομενικά να θεωρείται ομογενής, ωστόσο να παρατηρείται αύξηση του TS μετά την ομογενοποίηση των σειρών αναφοράς της. Και σε αυτή την περίπτωση απαιτείται επανέλεγχος. Μετά την ομογενοποίηση όλων των μηνιαίων σειρών, με όμοιο τρόπο με αυτόν που περιγράφτηκε παραπάνω, διορθώσαμε εν μέρει τις εποχικές και ετήσιες σειρές. Κατόπιν ελέγχαμε ως προς την ομοιογένεια και αυτές τις εν μέρει διορθωμένες εποχικές και ετήσιες σειρές, καθώς είναι πολύ πιθανό κάποιο σημείο ρήξης να μην φαίνεται στις μηνιαίες σειρές αλλά να αποκαλύπτεται στις εποχικές ή στις ετήσιες. Αφού ολοκληρώθηκε η ομογενοποίηση των εποχικών και ετήσιων σειρών επαναδιορθώσαμε τις μηνιαίες σειρές με βάση τα σημεία ρήξης αυτών και προβήκαμε σε επανέλεγχο της αξιολόγησης των αποτελεσμάτων.

Στο σημείο αυτό είναι σημαντικό να τονίσουμε ότι ο χρήστης θα πρέπει να έχει μια καλή γνώση του δικτύου των σταθμών και των πιθανών προβλημάτων που υπάρχουν στις χρονοσειρές προκειμένου να έχει τον έλεγχο της ομογενοποίησης. Έτσι, λοιπόν αν ο χρήστης θεωρεί ότι ένα σημείο ρήξης που εντοπίζεται από τη μέθοδο, είναι αμφίβολο μπορεί να το αφαιρέσει ή ακόμα να μετακινήσει τη θέση του και να επαναλάβει τη διαδικασία διόρθωσης της χρονοσειράς. Τέλος, η MASH δίνει τη δυνατότητα μέσω μιας σχετικά αυτοματοποιημένης διαδικασίας να εντοπιστούν και να διορθωθούν οι ανομοιογένειες σε συντομότερο χρόνο, ωστόσο αυτή η διαδικασία δεν χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα έρευνα γιατί ο χρήστης χάνει τον έλεγχο των ανομοιογενειών που εντοπίζονται και διορθώνονται.

6.2 CLIMATOL

Στη μέθοδο CLIMATOL οι μηνιαίες σειρές όλων των σταθμών της κλιματικής μας περιοχής μελετούνται ταυτόχρονα, χωρίς να γίνεται μηνιαίος διαχωρισμός όπως στη μέθοδο MASH. Επίσης τα μεταδεδομένα δεν έχουν ενεργό ρόλο στην CLIMATOL, η γνώση τους ωστόσο αποτελεί πολύτιμο αρωγό στην προσπάθεια εντοπισμού των ανομοιογενειών. Πρώτο βήμα της διαδικασίας ομογενοποίησης αποτελεί η προετοιμασία των αρχείων εισόδου (input files). Στην CLIMATOL απαιτούνται δύο αρχεία εισόδου: α) ένα αρχείο όπου θα περιέχονται όλες οι μηνιαίες χρονοσειρές όλων των σταθμών και β) ένα αρχείο που θα περιέχει το υψόμετρο και τις γεωγραφικές συντεταγμένες των σταθμών. Το πρώτο αρχείο θα είναι της μορφής αυτής (Εικόνα 6.9):

NA	25.69	23.09	19.81	17.38	14.49											
12.10	11.56	14.42	17.79	20.40	24.41	NA	25.57	26.11	23.82	20.96	19.20	14.77				
13.23	11.16	15.28	16.57	21.10	23.87	25.57	26.11	23.82	20.96	19.20	14.77					
12.84	13.96	12.58	16.37	19.67	24.24	26.20	26.75	24.70	20.72	17.02	14.08					
9.72	10.55	13.81	16.24	19.07	23.74	24.58	25.31	22.38	20.85	16.85	14.15					
11.80	11.22	13.57	15.95	19.15	24.47	25.20	24.52	23.32	18.60	16.61	14.02					
12.45	14.28	13.81	17.38	19.91	23.44	25.64	26.31	23.28	22.64	19.20	13.52					
11.36	10.43	12.55	15.60	19.96	23.33	25.42	26.37	23.78	19.65	15.68	14.05					
10.45	12.38	12.43	17.72	22.45	24.26	25.90	24.93	23.43	18.95	15.77	13.54					
10.37	13.01	13.50	14.74	21.02	24.88	24.43	24.91	24.02	19.45	16.02	14.41					
12.52	13.32	14.40	17.63	19.66	23.99	26.04	25.95	22.73	18.64	15.63	12.12					
14.12	11.02	13.52	15.41	20.76	24.50	24.51	25.89	23.02	18.16	15.97	11.41					
10.76	11.48	13.29	17.32	20.19	24.58	NA	26.00	23.65	18.21	15.20	11.45					
10.82	12.80	12.46	15.20	20.36	23.12	25.87	24.57	23.42	20.36	14.27	13.38					
9.16	12.47	13.86	NA	19.19	23.88	25.75	25.18	23.57	21.51	16.18	11.35					
10.63	10.71	14.67	16.97	20.17	23.43	NA	24.87	23.94	19.77	15.58	11.51					

ΕΙΚΟΝΑ 6.9. Αρχείο εισόδου στη μέθοδο CLIMATOL, περιέχει τις μηνιαίες τιμές μέσης θερμοκρασίας από όλους τους σταθμούς. Οι κάθετες στήλες αντιστοιχούν στους μήνες και με NA παριστάνονται οι ελλείπουσες τιμές.

Η ένδειξη NA παριστάνει τις ελλείπουσες τιμές, οι κάθετες στήλες αντιστοιχούν στους μήνες, η πρώτη στήλη αριστερά αντιστοιχεί στον Ιανουάριο και η τελευταία δεξιά στο Δεκέμβριο, ενώ οι οριζόντιες στήλες δηλώνουν το έτος, με τα δεδομένα να είναι κατά αύξουσα χρονολογική σειρά, δηλαδή η πρώτη γραμμή δεδομένων αντιστοιχεί στο 1960, η δεύτερη στο 1961 κ.ο.κ. Επίσης σε αυτό το αρχείο περιλαμβάνονται οι χρονοσειρές όλων των σταθμών, όταν αναφερθούν όλα τα δεδομένα από τον πρώτο σταθμό, ακολουθούν τα δεδομένα από τον δεύτερο σταθμό κ.ο.κ. Το δεύτερο αρχείο εισόδου θα έχει την ακόλουθη μορφή (Εικόνα 6.10), όπου στην πρώτη στήλη αναφέρεται το γεωγραφικό πλάτος σε δεκαδικό αριθμό, στη δεύτερη το γεωγραφικό μήκος σε δεκαδικό αριθμό, στην τρίτη το υψόμετρο σε μέτρα, στην τέταρτη ο κωδικός του σταθμού και στην πέμπτη το όνομά του.

36.2400	28.0500	11	16749	"RODOS"
39.0300	26.3500	4	16667	"MYTILINI"
38.2000	26.0800	5	16706	"HIOS"
37.4100	26.5500	6	16723	"SAMOS"
36.8000	27.0800	129	16742	"KOS"

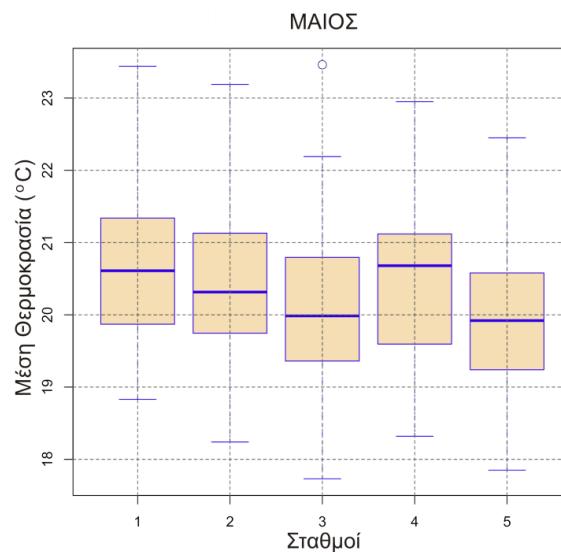
ΕΙΚΟΝΑ 6.10. Αρχείο εισόδου στη μέθοδο CLIMATOL, περιέχει τις γεωγραφικές συντεταγμένες και το υψόμετρο των σταθμών.

Κατόπιν εκτελέσαμε την ομογενοποίηση σε περιβάλλον R, όπου και καθορίσαμε κάποιες απαραίτητες παραμέτρους. Μερικές από τις πιο σημαντικές παραμέτρους είναι οι ακόλουθες:

- ακρωνύμιο του ονόματος της κλιματικής μεταβλητής που μελετάται.
- πρώτο έτος της περιόδου μελέτης, στο παράδειγμά μας 1960.
- τελευταίο έτος της περιόδου μελέτης, στο παράδειγμά μας 2004.
- αριθμός των δεδομένων ανά έτος (12 για μηνιαίες σειρές, 4 για εποχικές).
- μέγιστος αριθμός σειρών που θα χρησιμοποιηθούν ως σειρές αναφοράς.
- οριακή τιμή για τον εντοπισμό ακραίων τιμών, π.χ. αποχές 5 φορές μεγαλύτερες από την τυπική απόκλιση.
- απόσταση (σε χιλιόμετρα) κατά την οποία ορίζεται το βάρος που θα έχουν οι σειρές αναφοράς. Η τιμή 0 σημαίνει ότι στα πρώτα δύο στάδια της ομογενοποίησης όλες οι σειρές αναφοράς έχουν το ίδιο βάρος.
- οριακή τιμή για την εφαρμογή του ελέγχου SNHT σε ένα παράθυρο όρων (πρώτο στάδιο ομογενοποίησης).
- βήμα των όρων όπου θα εφαρμοστεί ο έλεγχος SNHT.
- συντελεστής αντοχής ο οποίος επιτρέπει έναν μέγιστο αριθμό σπασιμάτων της κάθε χρονοσειράς.
- οριακή τιμή για τον έλεγχο SNHT όταν αυτός εφαρμόζεται σε ολόκληρη τη χρονοσειρά προκειμένου να εντοπιστούν περισσότερα σημεία ρήξης που ξέφυγαν στην πρώτη φάση της ομογενοποίησης (δεύτερο στάδιο ομογενοποίησης).

Στη συνέχεια πραγματοποιείται ένας πρώτος έλεγχος του δικτύου των σταθμών που μελετούμε. Δίνεται για παράδειγμα η δυνατότητα να δει οπτικά ο χρήστης το ιστόγραμμα όλων των δεδομένων αλλά και τα θηκογράμματα των τιμών ανά μήνα (Εικόνα

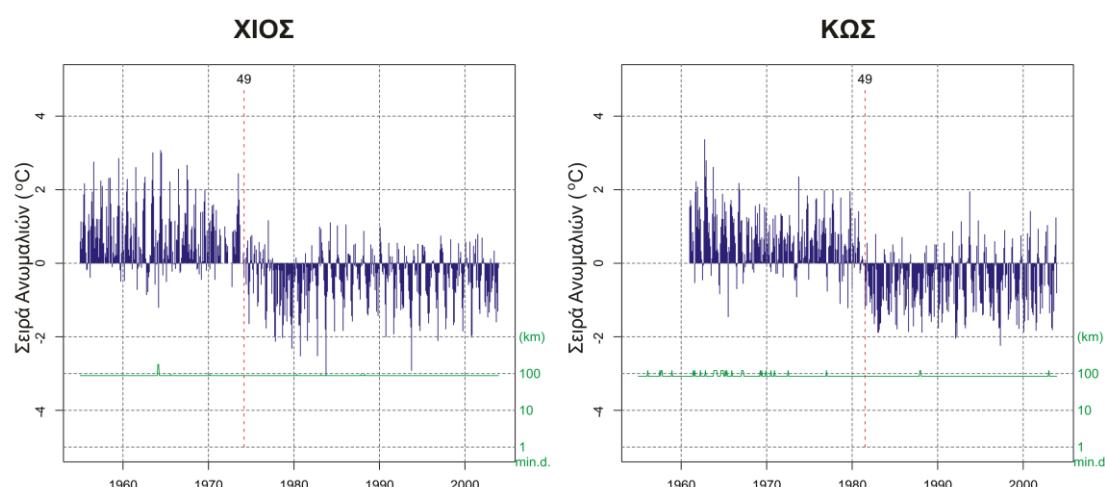
6.11). Με αυτό τον τρόπο μπορεί να αποκτήσει μια πρώτη εκτίμηση των πιθανών ακραίων (παράτυπων) τιμών. Πέρα από αυτά τα διαγράμματα προτείνεται μια ομαδοποίηση των σταθμών ανάλογα με την ομοιότητα των δεδομένων τους. Αυτό είναι ιδιαίτερα χρήσιμο όταν έχουμε δεδομένα από σταθμούς πολύ διαφορετικούς μεταξύ τους. Ωστόσο, στην παρούσα μελέτη οι σταθμοί μας ομαδοποιήθηκαν πριν την εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου ομογενοποίησης, όποτε όλοι οι σταθμοί που μελετούμε στο συγκεκριμένο παράδειγμα ανήκουν στην ίδια κλιματική περιοχή και δεν απαντώνται ασυσχέτιστα δεδομένα μεταξύ τους.



ΕΙΚΟΝΑ 6.11. Θηκόγραμμα τιμών μέσης θερμοκρασίας (°C) το Μάιο.

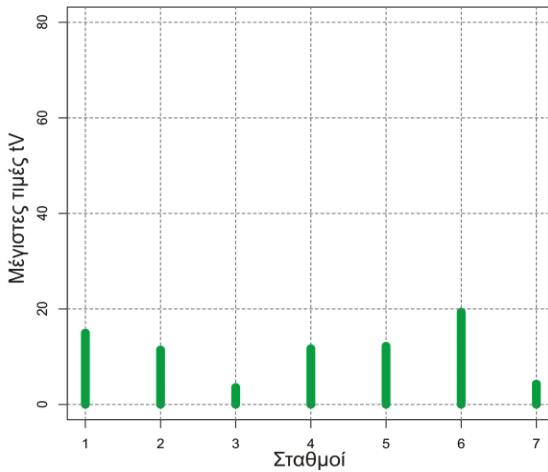
Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 5 στην περιγραφή της μεθόδου CLIMATOL (παράγραφος 5.3), οι αρχικές σειρές κανονικοποιούνται και κάθε χρονοσειρά εκτιμάται από την αρχή χρησιμοποιώντας τα διαθέσιμα δεδομένα των γειτονικών σταθμών. Κατόπιν υπολογίζονται οι σειρές αποχών, δηλαδή οι διαφορές μεταξύ αρχικής και εκτιμώμενης σειράς και εφαρμόζεται ο έλεγχος SNHT σε ένα παράθυρο όρων (πρώτο στάδιο ομογενοποίησης). Στην Εικόνα 6.12 απεικονίζονται οι σειρές αποχών (μπλε γραμμές) της Χίου (αριστερά) και της Κω (δεξιά), ενώ ο έλεγχος εφαρμόστηκε σε ένα παράθυρο 120 όρων με βήμα 60 όρους. Όταν η μέγιστη τιμή του έλεγχου SNHT (tV) υπερβαίνει μια προκαθορισμένη τιμή, τότε η σειρά διασπάται στο σημείο όπου σημειώνεται η κάθετη κόκκινη διακεκομμένη γραμμή, ενώ ο αριθμός στην κορυφή της γραμμής δείχνει την τιμή του ελέγχου (στρογγυλοποιημένη τιμή). Το γράφημα με πράσινο χρώμα στο κάτω μέρος του σχήματος δείχνει σε μια λογαριθμική κλίμακα την ελάχιστη απόσταση από την

πλησιέστερη σειρά αναφοράς. Παρατηρούμε λοιπόν ότι εντοπίζεται ένα σημείο ρήξης στη χρονοσειρά της Χίου το 1974 (το Μάρτιο του 1974) και ένα στη χρονοσειρά της Κω το 1981 (τον Ιούλιο του 1981). Σε αυτά τα σημεία λοιπόν όπου ξεπεράστηκε η μέγιστη οριακή τιμή του ελέγχου, η οποία τέθηκε στον καθορισμό των παραμέτρων, οι σειρές σπάνε και τα δεδομένα των αρχικών σειρών μετά από το σημείο ρήξης διαγράφονται από αυτές και μεταφέρονται σε νέες σειρές με τις ίδιες συντεταγμένες σταθμών. Άρα λοιπόν από τις 5 αρχικές σειρές που είχαμε τώρα προστέθηκαν άλλες 2, οπότε συνολικά συνεχίζουμε τη διαδικασία με 7 σειρές.



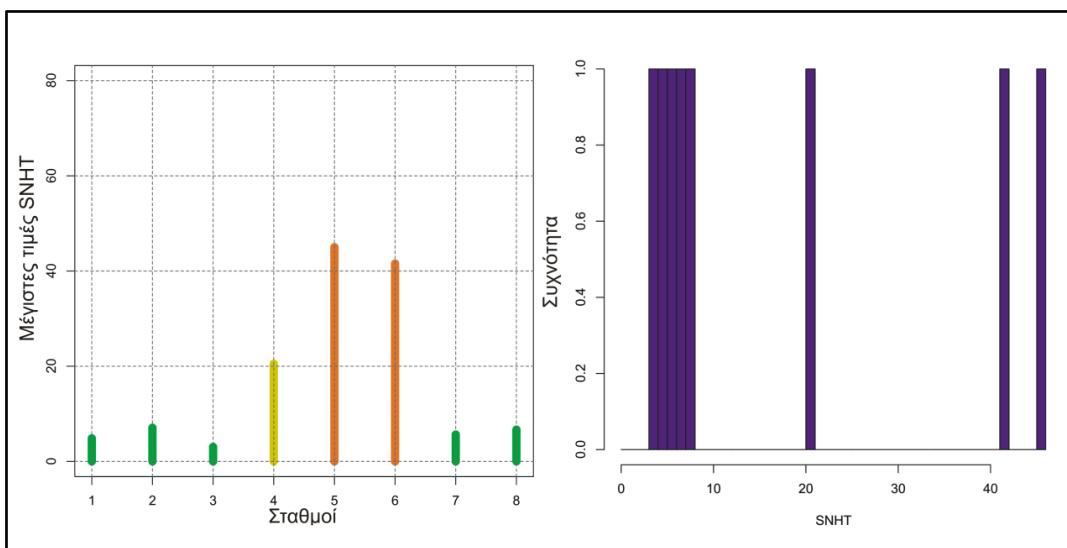
ΕΙΚΟΝΑ 6.12. Σειρές αποχών ($^{\circ}\text{C}$) της Χίου (αριστερά) και της Κω (δεξιά).

Όλα τα σπασίματα των χρονοσειρών απεικονίζονται με τον ίδιο τρόπο. Σε αυτό το πρώτο ουσιαστικά στάδιο της ομογενοποίησης το σπάσιμό των χρονοσειρών είναι συνήθως σχετικά ευδιάκριτο καθώς εντοπίζονται πρώτα τα μεγάλα σημεία ρήξης, ενώ στο τελευταίο στάδιο τα σπασίματα θα μπορούσαν να αμφισβητηθούν ειδικά αν έχει τεθεί πολύ μικρή οριακή τιμή στον έλεγχο SNHT. Στην Εικόνα 6.13 απεικονίζονται οι μέγιστες τιμές ελέγχου SNHT (tV) για τις 7 χρονοσειρές. Εκ πρώτης όψεως φαίνεται ότι μετά τον εντοπισμό των σημείων ρήξης των σταθμών Χίου και Κω, δεν υπάρχουν άλλες ανομοιογένειες αφού οι μέγιστες τιμές tV δεν ξεπερνούν την οριακή τιμή. Ωστόσο αυτό είναι αναληθές, καθώς ο έλεγχος σε αυτό το πρώτο στάδιο ομογενοποίησης έχει εφαρμοστεί σε ένα παράθυρο όρων και όχι σε ολόκληρη τη χρονοσειρά.



ΕΙΚΟΝΑ 6.13. Μέγιστες τιμές έλεγχου SNHT (tV) όταν ο έλεγχος εφαρμόζεται σε ένα παράθυρο όρων.

Ακολουθεί το δεύτερο στάδιο ομογενοποίησης όπου ο έλεγχος SNHT εφαρμόζεται σε ολόκληρες τις χρονοσειρές. Ομοίως με το πρώτο στάδιο, υπολογίζονται οι σειρές αποχών και εκτιμούνται τα σημεία ρήξης. Στο παράδειγμά μας σε αυτό το στάδιο εντοπίστηκε μόνο για την χρονοσειρά της Μυτιλήνης ένα σημείο ρήξης τον Σεπτέμβριο του 1977. Κατόπιν, η σειρά της Μυτιλήνης έσπασε, αποκόπηκαν τα δεδομένα μετά το σημείο ρήξης και δημιουργήθηκε μια νέα σειρά με αυτά τα αποκομμένα δεδομένα. Τέλος υπολογίστηκαν και πάλι οι μέγιστες τιμές ελέγχου SNHT. Στην Εικόνα 6.14 απεικονίζονται οι τιμές του έλεγχου SNHT ανά σταθμό (αριστερά) και το ιστόγραμμα αυτών των τιμών (δεξιά).



ΕΙΚΟΝΑ 6.14. Μέγιστες τιμές έλεγχου SNHT όταν ο έλεγχος εφαρμόζεται σε ολόκληρη τη χρονοσειρά (αριστερά) και το ιστόγραμμα των τιμών SNHT (δεξιά).

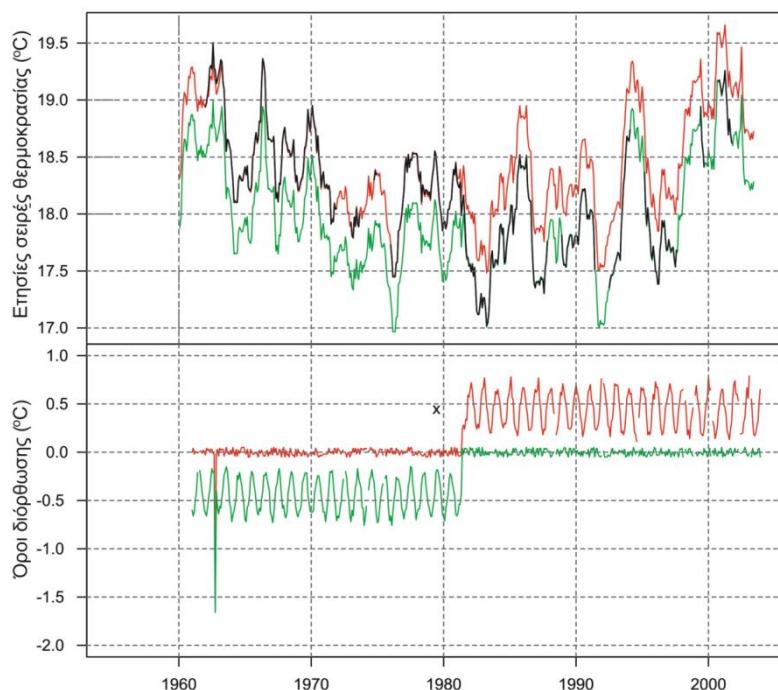
Διαπιστώνουμε ότι μετά την εφαρμογή του ελέγχου σε ολόκληρες τις χρονοσειρές, παραμένουν ακόμη κάποιες ανομοιογένειες που δεν έχουν διορθωθεί αφού εξακολουθούν να εκτιμούνται μεγάλες τιμές SNHT στους σταθμούς 5 και 6. Επίσης, από τη μορφή του ιστογράμματος των τιμών SNHT ενισχύεται αυτή η διαπίστωση και θα πρέπει να εφαρμόσουμε ξανά τη διαδικασία της ομογενοποίησης θέτοντας πιθανώς μικρότερη οριακή τιμή για τον έλεγχο SNHT, υποθέτοντας ότι η συγκέντρωση των τιμών SNHT αριστερά, δηλαδή σε μικρές τιμές, προέρχεται από ομογενείς χρονοσειρές ενώ οι τιμές SNHT δεξιά προέρχονται από σειρές στις οποίες υφίστανται ακόμη ανομοιογένειες.

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να αναφερθούμε στο σημαντικό ρόλο των μεταδεδομένων στη λήψη των αποφάσεων μας. Γνωρίζουμε από τα μεταδεδομένα ότι για παράδειγμα ο σταθμός της Σάμου μετακινήθηκε ο 1978 σε άλλη θέση, ωστόσο δεν ανιχνεύτηκε αυτό το σημείο ρήξης από την CLIMATOL σε αυτή την πρώτη προσπάθεια. Επομένως επαναλάβαμε τη διαδικασία θέτοντας διαφορετικές τιμές παραμέτρων από τις προκαθορισμένες τιμές που προτείνονται από τη μέθοδο. Στο σημείο αυτό είναι σκόπιμο να αναφέρουμε ότι σε όλες τις κλιματικές περιοχές χρειάστηκε να επαναλάβουμε αρκετές φορές τη διαδικασία της ομογενοποίησης δοκιμάζοντας κάθε φορά διαφορετικές οριακές τιμές, έως ότου λάβουμε ένα ικανοποιητικό αποτέλεσμα.

Στη δεύτερη προσπάθεια εντοπίσαμε συνολικά 4 σημεία ρήξης, ένα στη χρονοσειρά της Ρόδου τον Ιούνιο του 1977, ένα σε αυτή της Σάμου το Νοέμβριο του 1977, ένα σε αυτή της Κω τον Ιούνιο του 1981 και ένα στη σειρά της Χίου το Μάρτιο του 1974. Ακολουθώντας την ίδια διαδικασία οι σειρές διασπάστηκαν και υπολογίστηκαν εκ νέου οι τιμές SNHT, οι οποίες αυτή τη φορά ήταν όλες εντός αποδεκτών ορίων. Το τελευταίο στάδιο της ομογενοποίησης αφορά τη συμπλήρωση των ελλείπουσων τιμών που υπάρχουν στις αρχικές σειρές αλλά και των ακραίων τιμών που εντοπίστηκαν και απορρίφθηκαν από τη διαδικασία της ομογενοποίησης.

Συνήθως οι μέθοδοι ομογενοποίησης προσαρμόζουν μια χρονοσειρά σύμφωνα με το πιο πρόσφατο ομογενές υποδιάστημα της σειράς αυτής. Ωστόσο, μια διαφορετική, ενδιαφέρουσα προσέγγιση χρησιμοποιείται από τη μέθοδο CLIMATOL, η οποία εκτελεί προσαρμογές σε κάθε κομμάτι της σειράς που έχει διασπαστεί. Με αυτό τον τρόπο αν μια σειρά έχει για παράδειγμα ένα σημείο ρήξης, στο τέλος θα λάβουμε δυο ομογενοποιημένες σειρές όπου στη μια χρονοσειρά θα έχουν γίνει προσαρμογές με βάση το πιο πρόσφατο ομογενές της υποδιάστημα, ενώ στην άλλη θα έχουν διορθωθεί οι πιο πρόσφατες παρατηρήσεις με βάση το προηγούμενο ομογενές υποδιάστημα. Στην Εικόνα 6.15 απεικονίζονται στο πάνω γράφημα οι ετήσιες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) της Κω

και στο κάτω γράφημα οι διορθώσεις που έγιναν σε κάθε τμήμα της χρονοσειράς. Με μαύρη γραμμή απεικονίζεται η αρχική μη ομογενοποιημένη ετήσια σειρά μέσης θερμοκρασίας της Κω, με κόκκινη γραμμή απεικονίζεται η ομογενοποιημένη σειρά η οποία διορθώθηκε την περίοδο 1981-2004 με βάση το προηγούμενο ομογενές υποδιάστημα (1960-2004) και με πράσινη γραμμή απεικονίζεται η ομογενοποιημένη σειρά η οποία διορθώθηκε την περίοδο 1960-2004 με βάση το πιο πρόσφατο ομογενές υποδιάστημα (1981-2004). Στο κάτω γράφημα δίνονται οι διορθώσεις ($^{\circ}\text{C}$) που υπέστησαν οι χρονοσειρές.



ΕΙΚΟΝΑ 6.15. Πάνω γράφημα: Ετήσιες σειρές μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) της Κω, αρχική σειρά (μαύρη γραμμή), ομογενοποιημένη σειρά με βάση το πιο πρόσφατο ομογενές υποδιάστημα 1981-2004 (πράσινη γραμμή), ομογενοποιημένη σειρά με βάση το προηγούμενο ομογενές υποδιάστημα 1960-1981 (κόκκινη γραμμή). Κάτω γράφημα: όροι διόρθωσης ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε ομογενοποιημένη σειρά.

6.3 HOMER

Η μέθοδος HOMER όπως και η CLIMATOL εξετάζει όλες τις μηνιαίες χρονοσειρές ταυτόχρονα. Επίσης ο ρόλος των μεταδεδομένων είναι βιοηθητικός και όχι ενεργός όπως στη MASH, η γνώση τους ωστόσο όπως έχει ήδη αναφερθεί είναι ιδιαιτέρως χρήσιμη. Όπως και στις προηγούμενες μεθόδους προετοιμάζονται τα δεδομένα. Κάθε σταθμός της περιοχής μελέτης αποτελεί ένα αρχείο μέσα στο οποίο υπάρχουν οι 12 μηνιαίες σειρές του σταθμού. Στην Εικόνα 6.16 δίνεται για παράδειγμα ένα τμήμα της αρχικής χρονοσειράς της Μυτιλήνης, όπου οι ελλείπουσες τιμές δηλώνονται με -999.9.

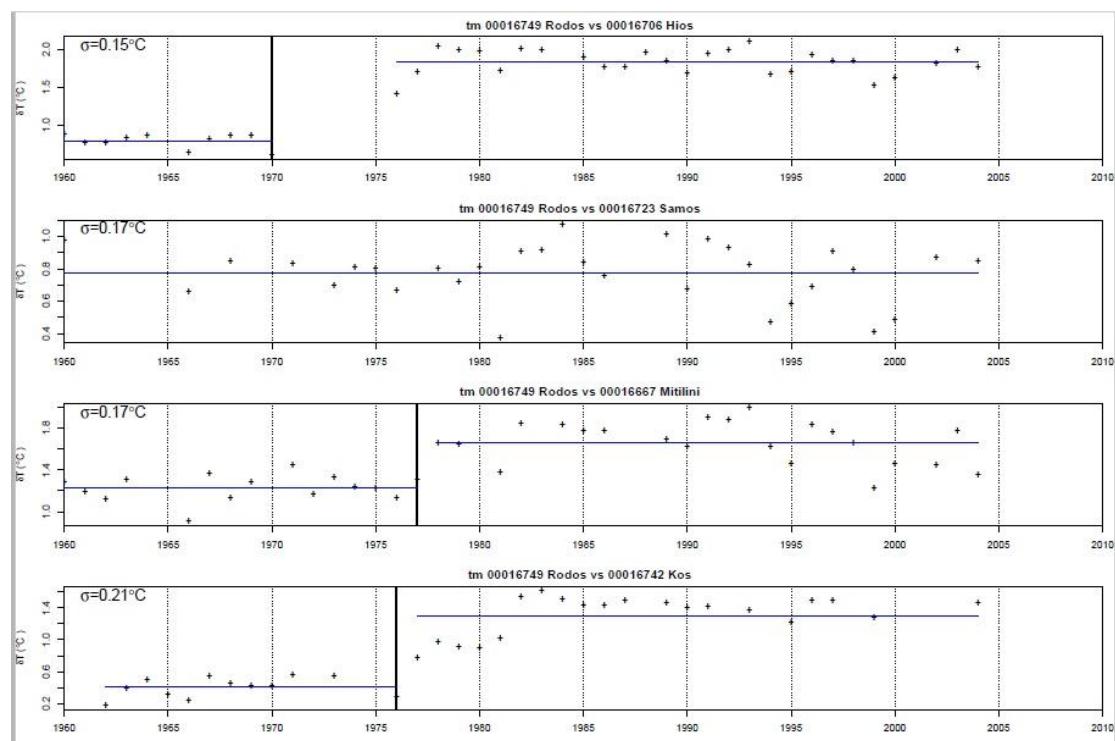
1960	10.83	10.64	11.39	14.87	20.32	23.63	26.16	26.92	22.41	21.46	16.68	14.83
1961	9.60	9.08	12.79	17.62	20.31	24.58	25.92	25.90	21.67	17.91	16.81	12.15
1962	10.93	8.85	13.71	15.27	21.52	24.46	26.43	27.06	23.31	18.89	17.88	12.04
1963	10.09	11.97	10.82	14.95	19.52	25.07	27.15	27.29	24.14	18.80	15.99	12.30
1964	6.34	-999.9	-999.9	15.59	18.95	24.75	25.77	25.40	21.45	19.73	14.79	12.39
1965	9.80	8.26	11.68	14.43	18.90	25.45	26.79	-999.9	23.42	16.89	14.96	12.65
1966	10.11	12.75	12.02	16.74	19.79	24.22	27.27	27.24	22.39	21.84	17.44	12.01
1967	8.83	7.67	11.27	15.50	20.68	23.63	25.95	26.68	23.25	18.93	13.77	12.23
1968	8.48	10.66	11.24	16.63	23.19	24.78	26.83	25.33	23.06	17.79	14.65	11.38
1969	8.02	11.54	10.90	13.69	21.34	25.40	24.74	25.39	24.06	17.81	14.78	12.75
1970	11.05	11.98	-999.9	17.23	19.13	24.74	26.82	26.19	22.81	17.25	14.07	10.62
1971	12.00	9.47	11.93	14.77	20.65	24.60	24.84	26.13	22.50	16.46	14.29	10.06
1972	8.23	9.09	11.42	17.02	20.46	25.05	26.85	26.43	23.23	17.04	14.09	9.00
1973	8.45	11.24	10.38	14.99	20.50	23.48	27.41	24.83	22.99	18.52	12.89	11.58
1974	6.66	10.57	11.70	14.35	19.62	24.46	26.42	25.71	22.92	21.01	14.50	10.34
1975	8.71	8.38	13.68	16.36	20.06	24.22	26.86	25.07	23.72	18.37	13.48	9.17
1976	9.42	7.91	10.51	15.12	19.90	23.67	25.49	23.36	21.64	18.42	14.36	10.85
1977	9.87	12.96	12.00	15.67	20.75	25.19	27.15	26.86	22.28	15.94	16.09	9.74
1978	9.30	11.69	12.90	15.56	20.30	25.00	26.62	24.89	21.20	18.16	12.93	12.26
1979	9.73	10.68	13.35	15.30	20.33	25.40	26.29	25.70	22.82	18.11	13.99	11.61

ΕΙΚΟΝΑ 6.16. Μηνιαίες σειρές μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}$ C) της Μυτιλήνης, οι ελλείπουσες τιμές δηλώνονται με -999.9.

Απαραίτητο επίσης αρχείο της διαδικασίας αποτελεί ένα αρχείο με το υψόμετρο (σε m) και τις γεωγραφικές συντεταγμένες των σταθμών με τη μορφή μοίρες ($^{\circ}$), λεπτά ('), δεύτερα ("'). Ακολουθεί η διαδικασία της ομογενοποίησης σε περιβάλλον R. Αρχικά γίνονται οι πρώτοι έλεγχοι του δικτύου των σταθμών και των χρονοσειρών με τη βοήθεια της μεθόδου CLIMATOL και παρέχονται θηκογράμματα των δεδομένων και διαγράμματα ομαδοποίησης των σταθμών όπως αυτά περιγράφτηκαν στη μέθοδο CLIMATOL. Στη συνέχεια γίνεται ένας γρήγορος έλεγχος όλων των μηνιαίων σειρών για τον εντοπισμό ακραίων τιμών. Για το σκοπό αυτό δημιουργούνται για κάθε μήνα σειρές διαφορών μεταξύ όλων των σταθμών και μέσω των γραφημάτων τους ο χρήστης αποφασίζει να αφαιρέσει κάποιες τιμές τις οποίες θεωρεί ύποπτες. Στην κλιματική περιοχή του ανατολικού Αιγαίου (F) δεν εντοπίσαμε παράτυπες τιμές (outlier) σε καμία χρονοσειρά.

Στη συνέχεια εφαρμόσαμε τον πρώτο έλεγχο εύρεσης ανομοιογενειών Pairwise detection κατά τον οποίο για κάθε σταθμό συγκρίνονται οι ετήσιες και οι εποχικές σειρές

διαφορών. Ένα παράδειγμα αυτού του ελέγχου απεικονίζεται στην Εικόνα 6.17, όπου φαίνονται οι συγκρίσεις Pairwise μεταξύ της Ρόδου και των υπολοίπων σταθμών. Οι απεικονίσεις των συγκρίσεων Pairwise ταξινομούνται ανάλογα με τις τιμές της τυπικής απόκλισης του θορύβου, κατατάσσοντας πρώτη εκείνη με τη μικρότερη τιμή τυπικής απόκλισης. Οι τιμές της τυπικής απόκλισης του θορύβου² απεικονίζονται στην Εικόνα 6.17 πάνω αριστερά. Η εκτίμηση αυτή του θορύβου είναι ιδιαιτέρως χρήσιμη καθώς η ισχύς του ελέγχου σχετίζεται άμεσα με τον λόγο του σήματος της κλιματικής αλλαγής προς τον θόρυβο. Μικρότερες τιμές του θορύβου εξασφαλίζουν ακριβέστερη ανίχνευση των ανομοιογενειών. Οι κάθετες μαύρες γραμμές δηλώνουν πιθανά έτη σημείων ρήξης. Παρατηρούμε ότι ένα πιθανό σημείο ρήξης είναι μεταξύ 1976 και 1977 το οποίο προκύπτει κυρίως από τη σύγκριση με τους σταθμούς της Μυτιλήνης και της Κω, ενώ για τον σταθμό της Χίου δίνεται ως πιθανό σημείο ρήξης το 1970, ωστόσο μεταξύ 1970 και 1975 υπάρχουν ελλειπή δεδομένα. Σε κάθε περίπτωση πάντως είναι εμφανής η διαφορετικότητα των σειρών διαφοράς της Ρόδου πριν και μετά το 1976-77.

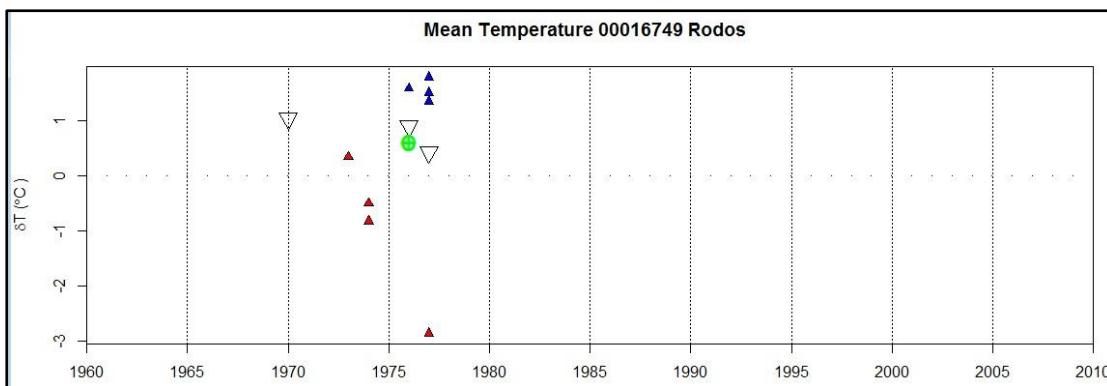


ΕΙΚΟΝΑ 6.17. Έλεγχος Pairwise για το σταθμό της Ρόδου, οι τιμές σ πάνω αριστερά αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση του θορύβου.

² Η τυπική απόκλιση του θορύβου δίνεται από τη σχέση $\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-k^*} \sum_{j=1}^{k^*+1} W_{\hat{t}_{j-1}\hat{t}_j}}$, όπου k^* ο βέλτιστος αριθμός των ανομοιογενειών, \hat{t} οι βέλτιστες θέσεις των ανομοιογενειών και $W_{\hat{t}_{j-1}\hat{t}_j} = \sum_{i=\hat{t}_{j-1}+1}^{\hat{t}_j} (Y_i - \bar{Y}_j)^2$, $\bar{Y}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i$.

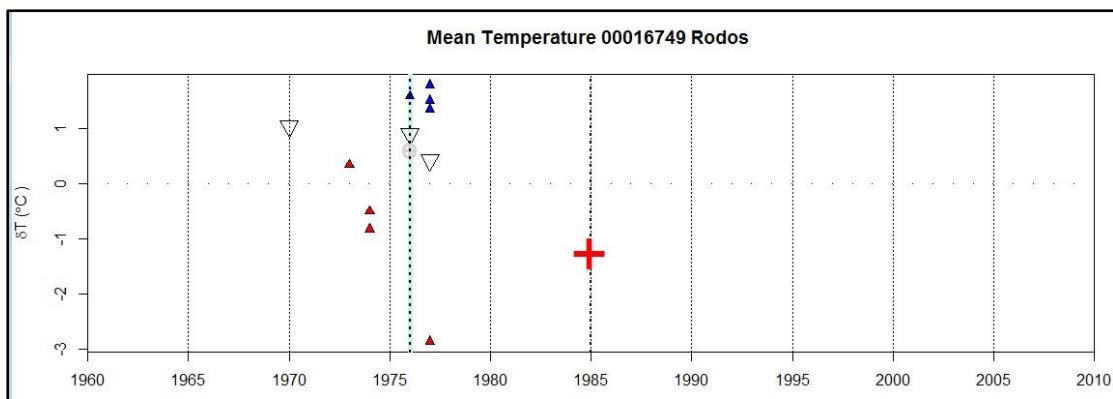
Επίσης, απομονώνοντας τη σύγκριση Pairwise μεταξύ Ρόδου και Σάμου παρατηρούμε ότι δεν φαίνεται να υπάρχει κάποια πιθανή ανομοιογένεια στο σταθμό της Ρόδου. Η εκτίμηση αυτή είναι εσφαλμένη καθώς αυτό που συμβαίνει στην πραγματικότητα είναι ότι οι δύο σταθμοί έχουν ταυτόχρονη ανομοιογένεια δηλαδή περίπου την ίδια χρονική στιγμή. Να υπενθυμίσουμε ότι από τα διαθέσιμα μεταδεδομένα ο σταθμός της Σάμου μετακινήθηκε από την πόλη στο αεροδρόμιο το 1978. Επιπλέον οι δύο προηγούμενες μέθοδοι ομογενοποίησης που εφαρμόσαμε πριν τη μέθοδο HOMER επιβεβαίωσαν το σημείο ρήξης του 1978 (η CLIMATOL το εντόπισε 11/1977). Όσον αφορά το σταθμό της Ρόδου γνωρίζαμε το γεγονός της μετακίνησης του σταθμού, ήταν άγνωστη όμως η χρονική στιγμή η οποία αυτό συνέβη, καθώς η χρονοσειρά της Ρόδου ήταν ήδη ενοποιημένη στην κλιματική βάση της EMY και δεν αναφέρονταν ως δύο ξεχωριστές σειρές όπως στο παράδειγμα της Σάμου για την οποία είχαμε δύο σειρές με διαφορετική θέση σταθμού (Σάμος πόλη και Σάμος αεροδρόμιο). Και πάλι με αφορμή τη MASH και την CLIMATOL που προηγήθηκαν βρέθηκε ότι η Ρόδος παρουσιάζει σημείο ρήξης τέλος του 1976, αρχές του 1977. Αν λάβει κανείς υπόψη του ότι ο αερολιμένας της Ρόδου, στον οποίο είναι σήμερα εγκατεστημένος ο μετεωρολογικός σταθμός, άρχισε να λειτουργεί το 1977 (δεν γνωρίζουμε πιο μήνα ακριβώς η πληροφορία του έτους αναφέρεται στη συνοπτική περιγραφή του αερολιμένα της Υπηρεσίας Πολιτικής Αεροπορίας <http://www.ypa.gr/our-airports/kratikos-aerolimenas-rodoj-diagoras-kard>), συμπεραίνεται με σχετική βεβαιότητα ότι το σημείο ρήξης που εντοπίσαμε με τις δύο προηγούμενες μεθόδους αντιστοιχεί στην ημερομηνία μετεγκατάστασης του σταθμού. Παρατηρούμε δηλαδή ότι δεν ωφελείται μόνο η ομογενοποίηση από τα μεταδομένα, αλλά και τα μεταδεδομένα από την ομογενοποίηση.

Μετά τον πρώτο έλεγχο ομογενοποίησης εφαρμόσαμε το δεύτερο έλεγχο του joint detection. Στην Εικόνα 6.18 απεικονίζονται τα αποτελέσματα του ελέγχου joint μαζί με εκείνα του ελέγχου Pairwise. Τα τρίγωνα αντιστοιχούν στα πιθανά σημεία ρήξης από τον έλεγχο Pairwise και τα πράσινα σύμβολα σε εκείνα του ελέγχου joint. Τα μαύρα μεγάλα τρίγωνα αντιστοιχούν σε πιθανά σημεία ρήξης που εντοπίζονται από τον έλεγχο Pairwise στις ετήσιες σειρές, τα μπλε από τον έλεγχο στις εποχικές του χειμώνα και τα κόκκινα στις εποχικές του καλοκαιριού. Παρατηρούμε ότι οι δύο έλεγχοι συμφωνούν στην ύπαρξη ενός σημείου ρήξης το 1976.



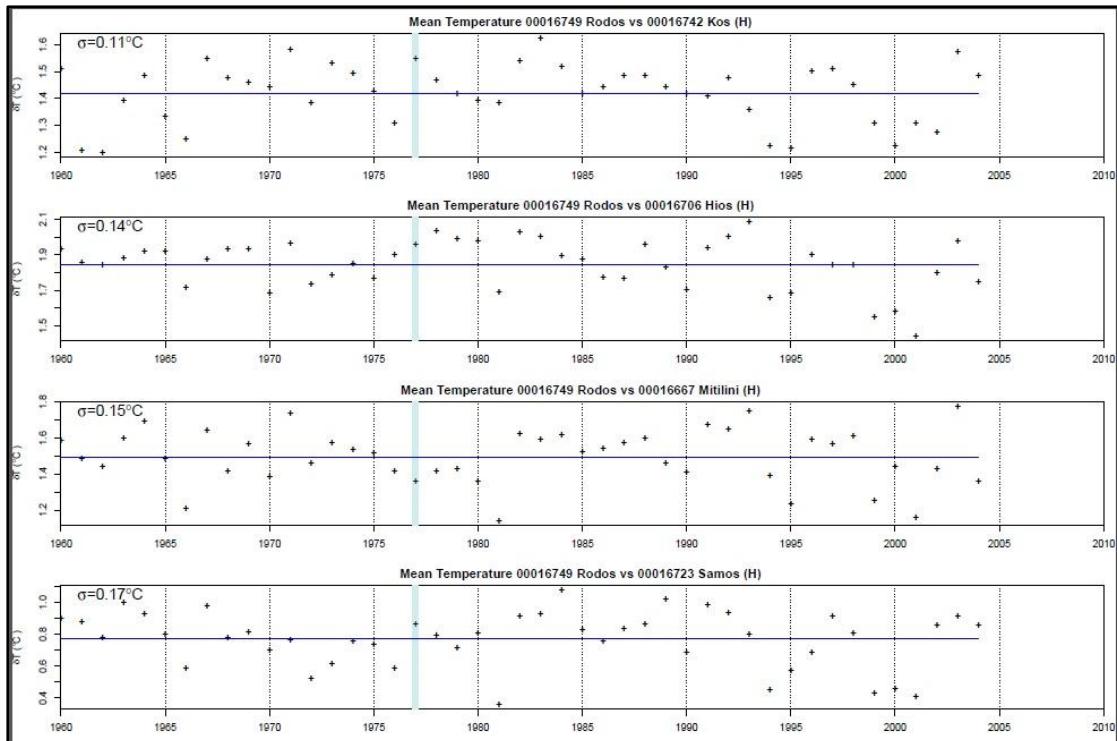
ΕΙΚΟΝΑ 6.18. Πιθανά σημεία ρήξης για το σταθμό της Ρόδου από τον έλεγχο Pairwise στις ετήσιες σειρές (μαύρα τρίγωνα), στις εποχικές του χειμώνα (μπλε) και στις εποχικές του καλοκαιριού (κόκκινα) και από τον έλεγχο joint (πράσινο σύμβολο). Στον κατακόρυφο άξονα δίνεται το εύρος των πιθανών σημείων ρήξης.

Στη συνέχεια με βάση το κοινό σημείο ρήξης που εντοπίστηκε από τους δύο ελέγχους η σειρά της Ρόδου διορθώνεται για την περίοδο 1960-1976. Μετά την πρώτη διόρθωση διενεργείται ο τρίτος έλεγχος ομογενοποίησης, ο έλεγχος ACMANT. Ο έλεγχος αυτός εφαρμόζεται πάντα σε προ-ομογενοποιημένες σειρές και όχι στις αρχικές. Με παρόμοια απεικόνιση δίνονται στην Εικόνα 6.19 όλα τα πιθανά σημεία ρήξης. Τα τρίγωνα αντιστοιχουν και πάλι στον έλεγχο Pairwise, το γκρι σύμβολο (πράσινο προηγουμένως στην Εικόνα 6.17) αντιστοιχεί στον έλεγχο joint, οι έντονες μαύρες, διακεκομένες γραμμές στον έλεγχο ACMANT και η γαλάζια γραμμή σε σημείο ρήξης το οποίο έχει ήδη διορθωθεί. Καταρχάς γίνεται αντιληπτό ότι ο έλεγχος ACMANT συμφωνεί με τους ελέγχους Pairwise και joint στην ύπαρξη ενός σημείου ρήξης το 1976. Το σημείο αυτό έχει ήδη διορθωθεί γι' αυτό και έχει σημειωθεί με γαλάζια κάθετη γραμμή. Παρατηρούμε επίσης ότι το δεύτερο σημείο ρήξης που εντοπίζεται από την ACMANT (το έτος 1985) δεν δικαιολογείται από τους ελέγχους Pairwise και joint. Επιτροποθέτως, έχοντας τις πληροφορίες που παρέχονται από τα μεταδεδομένα, αλλά και την προγενέστερη γνώση από την ομογενοποίηση με τις μεθόδους MASH και CLIMATOL συμπεραίνουμε ότι αυτό το σημείο ρήξης είναι αμφίβολο. Ως εκ τούτου το διαγράψαμε (κόκκινος σταυρός) και διορθώσαμε εκ νέου τη χρονοσειρά. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να αναφέρουμε ότι σε άλλες χρονοσειρές υπήρξαν σημεία ρήξης που είτε δεν εντοπίζονταν, είτε εντοπίζονταν σε λάθος θέση. Σε αυτή την περίπτωση και εφόσον υπήρχε η βεβαιότητα της ύπαρξης ανομοιογένειας, έγινε προσθήκη σημείου ρήξης με τον ίδιο τρόπο που δείχνεται στο παράδειγμα μας η διαγραφή.



ΕΙΚΟΝΑ 6.19. Έλεγχος ομογενοποίησης ACMANT.

Μετά την ολοκλήρωση του ελέγχου ACMANT και τη διόρθωση όλων των χρονοσειρών εφαρμόσαμε και πάλι τον έλεγχο Pairwise. Στην περίπτωση που εξακολουθούν να παραμένουν ανομοιογένειες επαναλαμβάνεται η ίδια διαδικασία έως ότου καταλήξουμε σε σειρές απαλλαγμένες από ανομοιογένειες. Στο τέλος της διαδικασίας γίνεται εκτίμηση του μήνα στον οποίο έχουμε το σημείο ρήξης και προσαρμόζονται οι μηνιαίες χρονοσειρές.



ΕΙΚΟΝΑ 6.20. Τελικός έλεγχος Pairwise στην ομογενοποιημένη σειρά της Ρόδου, η γαλάζια γραμμή απεικονίζει τη θέση του σημείου ρήξης που εντοπίστηκε και διορθώθηκε.

Στην Εικόνα 6.20 απεικονίζεται ο τελικός έλεγχος Pairwise στην ομογενοποιημένη σειρά της Ρόδου. Με γαλάζια γραμμή απεικονίζεται το σημείο ρήξης που εντοπίστηκε και διορθώθηκε. Η απεικόνιση των συγκρίσεων Pairwise στη διορθωμένη σειρά αποτελεί ένδειξη καλής ομογενοποίησης. Παρατηρούμε επίσης ότι η εκτίμηση της τυπικής απόκλισης του θορύβου έχει μειωθεί ελαφρώς.

Τα κύρια συμπεράσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή των τριών μεθόδων ομογενοποίησης όπως αυτά παρουσιάστηκαν στον παρόν κεφάλαιο με τη μορφή παραδειγμάτων είναι τα εξής:

- Καμία μέθοδος ομογενοποίησης δεν είναι τέλεια.
- Οι αυτόματες μέθοδοι κατά τις οποίες ο χρήστης δεν μπορεί να επέμβει μειονεκτούν έναντι εκείνων στις οποίες ο χρήστης ελέγχει τα βήματα της διαδικασίας της ομογενοποίησης. Άλλωστε ο χρήστης είναι πάντα εκείνος που γνωρίζει καλύτερα το δίκτυο των σταθμών του και την περιοχή την οποία μελετά. Βέβαια από την άλλη πλευρά οι διαδικασίες οι οποίες γίνονται με απολύτως χειρονακτικό τρόπο μπορεί να είναι εξαιρετικά χρονοβόρες, ενώ ενέχει πάντα ο κίνδυνος της εσφαλμένης ανομοιογένειας ή της παράλειψης εντοπισμού πραγματικής ανομοιογένειας.
- Τα μεταδεδομένα αποτελούν πολύτιμη βιόήθεια στη διαδικασία της ομογενοποίησης, όμως υπάρχουν και περιπτώσεις όχι σπάνιες που τα ίδια τα μεταδεδομένα ωφελούνται από την ομογενοποίηση.

7. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ ΜΗΝΙΑΙΩΝ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών μέσης θερμοκρασίας για την περίοδο 1960-2004. Αρχικά αναλύονται οι ανομοιογένειες οι οποίες εντοπίστηκαν από κάθε μέθοδο ξεχωριστά, ενώ παρέχονται και συγκριτικά αποτελέσματα των τριών μεθόδων. Επίσης αξιολογούνται όλες οι μέθοδοι ομογενοποίησης που εφαρμόστηκαν χρησιμοποιώντας τις τυπικές αποκλίσεις και τους συντελεστές συσχέτισης. Ακολούθως, διερευνώνται οι επιπτώσεις της ομογενοποίησης στις χρονοσειρές χρησιμοποιώντας τις σειρές αποχών και τις κανονικές τιμές.

Σημαντική ενότητα αυτού του κεφαλαίου αποτελεί η κλιματική μελέτη που πραγματοποιήσαμε με βάση τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές, όπου εξετάζονται οι θερμοκρασιακές μεταβολές σε κάθε κλιματική περιοχή και εκτιμούνται οι ετήσιες, εποχικές και μηνιαίες τάσεις της μέσης θερμοκρασίας. Ωστόσο, πέρα από απλή εκτίμηση των τάσεων, γίνεται ανασκόπηση σε όλες τις κλιματικές μελέτες που έχουν διεξαχθεί έως σήμερα και πραγματεύονται τάσεις θερμοκρασίας, ενώ επιχειρείται σύγκριση των δικών μας αποτελεσμάτων με αυτές. Διερευνούμε επίσης αν οι θερμοκρασιακές τάσεις με βάση τα ομογενοποιημένα δεδομένα στην Ελλάδα και σε κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά ακολουθούν αυτές του Βορείου Ημισφαιρίου. Τέλος, μελετούμε την επίδραση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στη μέση θερμοκρασία.

7.1 ΣΗΜΕΙΑ ΡΗΞΗΣ

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα η πλειοψηφία των σταθμών παρουσίασε ανομοιογένειες. Ειδικότερα, με τη μέθοδο HOMER εντοπίσαμε ανομοιογένειες (συμπεριλαμβανομένων των ακραίων τιμών) σε 44 σταθμούς, δηλαδή σε ποσοστό 85 % επί του συνόλου των σταθμών, με τη μέθοδο CLIMATOL σε 40 σταθμούς δηλαδή ποσοστό 77 % και με τη MASH σε 42 σταθμούς δηλαδή 81 %. Τα αποτελέσματα αυτά συνάδουν με το συμπέρασμα των Kuglitsch et al. (2009) ότι το 84 % των σταθμών της Μεσογείου χρήζουν ομογενοποίησης, καθώς εμφανίζουν τουλάχιστον ένα σημείο ρήξης. Στον Πίνακα 7.1 δίνονται ανά σταθμό τα σημεία ρήξης και οι ακραίες τιμές που εντοπίστηκαν, ενώ στις

παρενθέσεις δίνονται οι προσαρμογές που υπέστησαν οι ετήσιες σειρές προκειμένου να μετατραπούν σε ομογενείς. Τα έντονα γράμματα δείχνουν το έτος για το οποίο εντοπίστηκε σημείο ρήξης το οποίο δικαιολογείται από τα διαθέσιμα μεταδεδομένα, ενώ τα κόκκινα γράμματα αντιστοιχούν στις ακραίες-παράτυπες τιμές (outliers).

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.1 : Σημεία ρήξης και ακραίες τιμές θερμοκρασίας που εντοπίστηκαν με τη μέθοδο HOMER, MASH και CLIMATOL. Τα έντονα γράμματα δείχνουν το έτος για το οποίο εντοπίστηκε σημείο ρήξης το οποίο δικαιολογείται από τα διαθέσιμα μεταδεδομένα και τα κόκκινα γράμματα αντιστοιχούν στις ακραίες-παράτυπες τιμές.

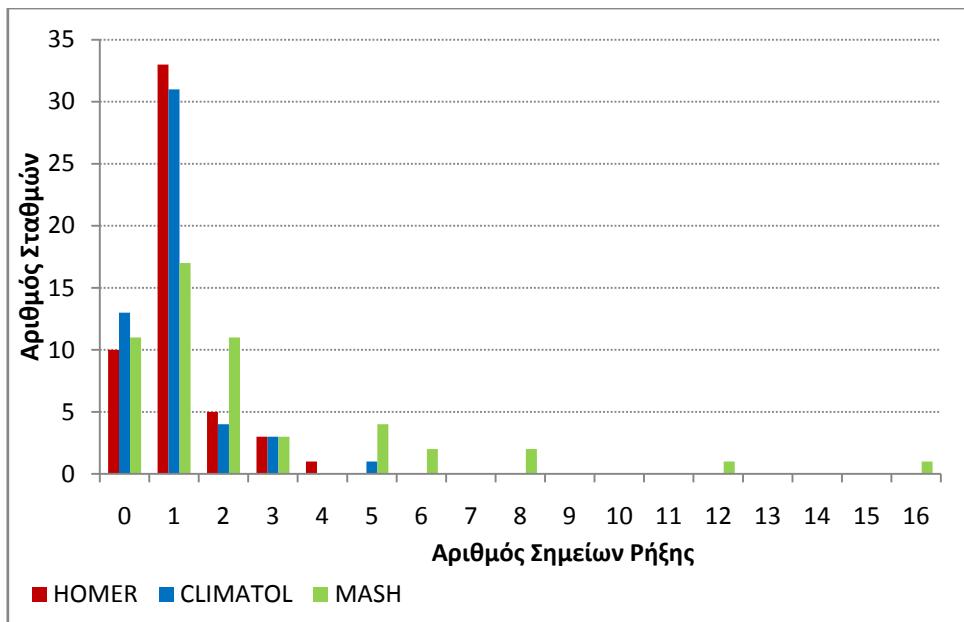
ΣΗΜΕΙΑ ΡΗΞΗΣ & ΑΚΡΑΙΕΣ ΤΙΜΕΣ	HOMER	CLIMATOL	MASH
Σταθμοί	Μήνας/Έτος Προσαρμογή (°C) (ομογενοπ-αρχική)	Μήνας/Έτος Προσαρμογή (°C) (ομογενοπ-αρχική)	Έτος και Προσαρμογή (°C) (ομογενοπ-αρχική)
ΠΕΡΙΟΧΗ Α	Αλεξανδρούπολη	12/1982 (-0,38)	1982 (-0,22)
	Καβάλα	12/ 1984 (+0,41) 12/ 1995 (-0,58) 3/2000 (-0,66)	1984 (+0,55)/ 1985 (+0,35)/ 1986 (-0,08)/ 1988 (-0,52) 1989 (-0,53)/ 1990 (-0,39)/ 1991 (-0,53)/ 1993 (-0,40) 1994 (-0,28)/1995 (-0,23)/ 1996 (-0,50)/ 1997 (-0,46) 1999 (-0,56)/ 2000 (0,00)/ 2001 (+0,23)/ 2002 (+0,14)
	Θεσσαλονίκη		11/1991 (+0,35)
	Σέρρες		1980 (-0,02)/ 1994 (-0,03)
	Ξάνθη	2/1995 (+0,79) 12/1992, 4/2001	1986 (+0,54)/ 1992 (+0,56)/ 1993 (+0,46) / 1994 (+0,38) 1995 (0,00)/ 1996 (-0,19)/ 1999 (-0,26)/ 2000 (-0,36) 2/2001
	Δράμα	12/2000 (+0,33)	1989 (+0,27)/ 1990 (+0,12)/ 1991 (+0,09)/ 1996 (+0,05) 1999 (+0,03)
	Σουφλί		
ΠΕΡΙΟΧΗ Β	Δεσφίνα	10/ 1989 (+0,27)	1991 (+0,18) 1998 (-0,06)
	Φλώρινα	1/1975	1/1975 1988 (-0,04)
	Ιωάννινα		
	Κοζάνη	3/1985 (+0,43)	1980 (+0,31)/ 1983 (+0,28)
	Τρίπολη	12/1998 (-0,11) 12/1999 (+1,50) 12/2002 (+2,00)	1998 (-0,38)/ 1999 (+0,83) 2000 (+1,66)/ 2001 (+1,06)/ 2002 (+0,88) 3/2002, 5/2000, 12/1999
ΠΕΡΙΟΧΗ Σ	Αγρίνιο	12/1977 (-0,26)	1977 (-0,10)
	Άκτιο	3/1979 (+0,20)	3/1979 (+0,30)
	Ανδραβίδα	6/1976 (+0,20)	3/1975 (+0,26), 1/1974, 12/1972, 11/1967 11/1978, 10/1969
	Άραξος	12/1962 (-0,31)	2/1963 (-0,22) 12/1972 (+0,17) 2/1961, 8/1962
	Αργοστόλι	12/1986 (-0,26) 1/2001, 3/2001,	1983 (-0,13)/ 1984 (-0,03)

		4/2001	
	Κέρκυρα	8/1979 (+0,39)	12/1978 (+0,47)
	Καλαμάτα	5/ 1971 (-1,11), 6/2003	8/ 1971 (-1,0), 6/1977 1970 (-0,86)/ 1971 (-0,53)
	Μεθώνη		
	Πάτρα	1/1967 (+0,58) 6/1986 (+0,19) 5/1989, 2/1991, 10/1991	4/1961 (+1,1) 2/1970 (+0,80), 12/1982 (+0,36) 7/1967, 10/1991 1966 (+0,38) 1975 (+0,08) 10/1991
	Πύργος	9/ 1980 (-0,38)	9/ 1980 (-0,34), 10/1975 1980 (-0,20)
	Ζάκυνθος	5/ 1982 (-0,45)	3/ 1982 (-0,40) 1982 (-0,43)
ΠΕΡΙΟΧΗ D	Αγχιαλος		3/1966 (+0,32) 10/1994 (-0,08) 12/1999 (-0,23) 1984 (+0,07)
	Αλιάρτος		1971 (+0,16)/ 1974 (+0,22)/ 1981 (+0,13)/ 1983 (+0,03)/ 1991 (0,00)/ 1993 (-0,04)
	Ελευσίνα	1/1971 (+0,16) 3/1991 (-0,05) 11/1995 (+0,29) 11/2000 (+0,97)	12/1969 (+0,23) 8/1972 (+0,20) 2/1992 (+0,02) 12/1995 (+0,31) 12/2000 (+1,0) 1990 (+0,15)/ 1994 (+0,38)/ 1995 (+0,60)/ 1997 (+0,78) 1998 (+0,97)/ 1999 (+1,05)/ 2000 (+0,94)/ 2001 (+0,29)
	Ελληνικό	4/ 1968 (-0,51)	2/ 1968 (-0,46) 1967 (-0,33)/ 1968 (-0,04)/ 1978 (+0,08) 1993 (+0,14)/ 1995 (-0,07)/ 2000 (-0,14)
	Λαμία	1/1983 (-0,56)	8/1983 (-0,50) 1969 (-0,14)/ 1981 (-0,18)/ 1982 (-0,07)
	Λάρισα	12/1978 (-0,25), 1/1968	1980 (+0,01)/ 1984 (+0,10)
	Ν.Φιλαδέλφεια	12/ 1976 (+0,01)	12/ 1977 (+0,15), 12/2001 1975 (+0,12)
	Πειραιάς	2/1966 (+0,35) 5/1983 (+0,51)	7/1983 (+0,57) 1975 (+0,49)/ 1981 (+0,42)/ 1982 (+0,37)/ 1983 (+0,17) 1988 (+0,08)
	Τανάγρα	10/1984 (-0,47)	10/1984 (-0,40) 1984 (-0,20)
	Τατόι	1/1989 (-0,31)	1/1968 (-0,30) 2/1989 (-0,24) 1970 (-0,13)/ 1972 (-0,08) 1988 (-0,03)
ΠΕΡΙΟΧΗ E	Τρίκαλα	12/1985 (-0,51)	6/1986 (-0,43) 1985 (-0,11)/ 1986 (-0,04)/ 1987 (+0,08), 3/1987
	Κύθηρα	7/1972	2/1985
	Λήμνος	12/ 1973 (-0,64)	10/1973 (-0,60) 1973 (-0,42)
	Μήλος	10/1988 (+0,30)	11/1988 (+0,20) 1989 (0,07)
	Νάξος	1/1971 (+0,37) 12/1992 (+0,05), 6/2000	7/1972 (+0,30) 1969 (+0,23)
	Σκόπελος	7/ 1992 (+0,31) 12/1997 (-1,16)	2/ 1993 (+0,62) 5/1994 1979 (+0,02)/ 1980 (+0,21)/ 1981 (+0,13)/ 1991 (+0,05) 1993 (+0,01)/ 1994 (-0,39)/ 1995 (-0,41)/ 1996 (-0,27) 1997 (-0,20)/ 1999 (-0,07)/ 2000 (-0,16)/ 2001 (+0,11) 8/2001
	Σκύρος	10/1992 (-0,32)	7/1990 (-0,35) 1990 (-0,24)
ΠΕΡΙΟΧΗ F	Χίος	10/ 1973 (-0,60)	3/1974 (-0,52), 10/1983 1973 (-0,53)
	Κως	9/ 1981 (-0,52)	6/1981 (-0,45), 10/1962 1967 (-0,36)/ 1981 (-0,31)
	Μυτιλήνη	3/1998 (+0,20)	1996 (+0,09)
	Ρόδος	7/ 1977 (+0,46)	6/1977 (+0,54) 1976 (+0,58)/ 1977 (+0,29)
	Σάμος	4/ 1978 (+0,43)	11/1977 (+0,70) 1977 (+0,61)/ 1978 (+0,10)
ΠΕΡΙΟΧΗ G	Ηράκλειο	1/1976 (-0,29)	3/1977 (-0,22) 1971 (-0,28)
	Ιεράπετρα	3/1972 (-0,30)	4/1972 (-0,25) 1972 (-0,04)
	Κάρπαθος	1/ 1992 (-0,89)	1/1992 (-0,84) 1991 (-0,51)
	Ρέθυμνο	12/1973 (0,02)	3/1976, 7/1975, 9/1975

	12/ 1975 (-0,78) 12/ 1978 (0,35)	7/1975	
Σητεία	2/1968 (-0,65)	4/1968 (-0,52)	1967 (-0,56)
	8/1985 (-0,96)	7/1982 (-0,95)	1981 (-0,65)/ 1982 (-0,52)
		3/1986 (-0,48)	1984 (-0,42)/ 1985 (-0,30)
Σούδα			
Τυμπάκι	6/1976 (-0,35)	6/1977 (-0,29)	

Στον παραπάνω πίνακα, στη μέθοδο MASH αναγράφεται μόνο το έτος και η προσαρμογή καθώς όπως έχουμε ήδη προαναφέρει η μέθοδος MASH εξετάζει τις μηνιαίες σειρές ξεχωριστά και ανεξάρτητα τη μια από την άλλη. Ως εκ τούτου, εντοπίζει τα σημεία ρήξης, δηλαδή τα έτη ρήξης μιας χρονοσειράς για κάθε μήνα ξεχωριστά και με βάση αυτά προσαρμόζονται οι ετήσιες σειρές. Η HOMER εντόπισε συνολικά 56 σημεία ρήξης (πλην των ακραίων τιμών), η CLIMATOL 53 και η MASH 124. Ο σχεδόν διπλάσιος αριθμός των σημείων ρήξης της MASH είναι αναμενόμενος και δεν προκαλεί καμία έκπληξη, καθώς η μέθοδος δεν κάνει κάποιου είδους συγχώνευση έτσι ώστε κοντινά έτη σημείων ρήξης ενός σταθμού που εντοπίζονται σε διαφορετικούς μήνες να συνδυάζονται σε ένα γενικό έτος ρήξης στην εποχική και στην ετήσια χρονοσειρά. Αν για παράδειγμα από την εξέταση της χρονοσειράς ενός σταθμού το Δεκέμβριο εντοπιστεί ένα σημείο ρήξης π.χ. το 1976 και από την εξέταση της χρονοσειράς του ίδιου σταθμού τον Ιανουάριο προκύψει σημείο ρήξης το 1977, τότε στην εποχική σειρά του χειμώνα και στην ετήσια θα αναφέρονται και τα δυο έτη ως σημεία ρήξης και οι σειρές θα προσαρμόζονται αναλόγως και τα δύο έτη.

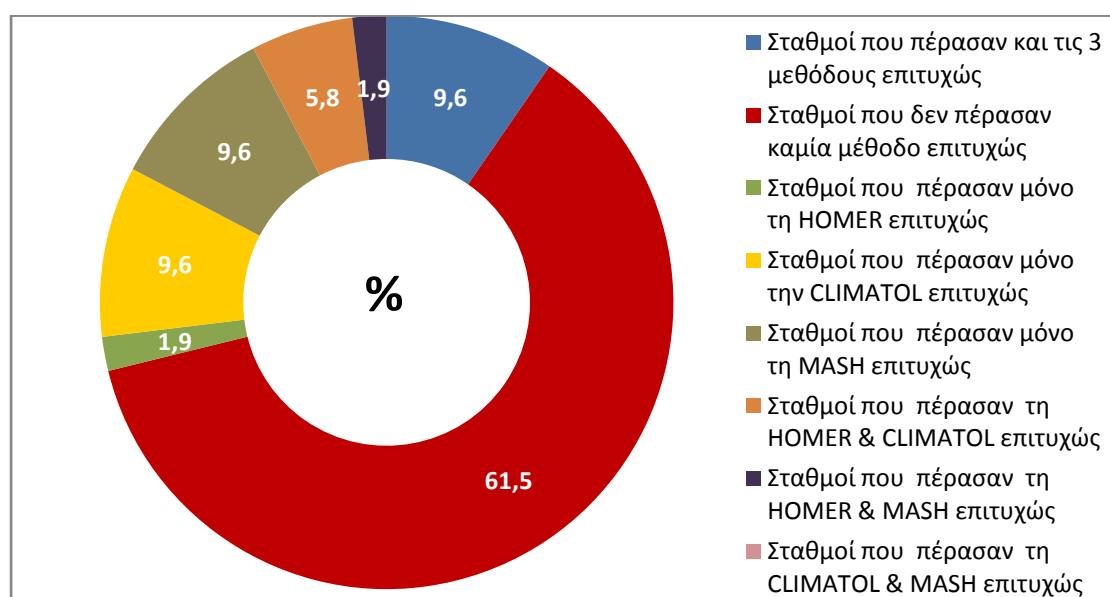
Ο αριθμός των σημείων ρήξης (μη συμπεριλαμβανομένων των ακραίων τιμών) δίνεται στην Εικόνα 7.1. Η πλειονότητα των μη ομογενών σταθμών (33 για τη HOMER, 31 για την CLIMATOL και 17 για τη MASH) είχαν ένα σημείο ρήξης, ενώ μόνο ένας σταθμός (για τη HOMER και την CLIMATOL) είχαν περισσότερα από 3 σημεία ρήξης (μη συμπεριλαμβανομένων των ακραίων τιμών). Επίσης, 10 σταθμοί μετά την εφαρμογή της μεθόδου HOMER, 13 μετά την CLIMATOL και 11 μετά την MASH δεν παρουσίασαν κάποιο σημείο ρήξης.



ΕΙΚΟΝΑ 7.1. Αριθμός σημείων ρήξης (κόκκινο) HOMER, (μπλε) CLIMATOL, (πράσινο) MASH.

Παρατηρώντας τον Πίνακα 7.1 βλέπουμε ότι 5 σταθμοί (Ιωάννινα, Μεθώνη, Σούδα, Σουφλί και Κύθηρα) πέρασαν και από τις τρεις μεθόδους επιτυχώς, χωρίς δηλαδή να εντοπιστούν σημεία ρήξης - μόνο για το σταθμό των Κυθήρων βρέθηκαν δυο παράτυπες τιμές από τη HOMER και τη MASH, επομένως αυτοί οι σταθμοί θα μπορούσαν να θεωρηθούν αξιόπιστοι και ανεπηρέαστοι από τεχνητές διακυμάνσεις. Γενικά, αυτοί οι 5 σταθμοί δεν έχουν μετεγκατασταθεί κατά τη εξεταζόμενη περίοδο, 4 από αυτούς (Ιωάννινα, Μεθώνη, Σούδα, Κύθηρα) ήταν κύριοι συνοπτικοί σταθμοί της ΕΜΥ εκτελώντας 8 παρατηρήσεις καθημερινά, ενώ ο σταθμός του Σουφλίου εξυπηρετούσε ανάγκες της κλιματολογίας. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να αναφέρουμε ότι ο σταθμός στο Σουφλί ήταν επιμίσθιος σταθμός, ωστόσο δεν εντοπίστηκε σημείο ρήξης σε αυτόν τον σταθμό. Αυτό πιθανόν δικαιολογείται από το γεγονός ότι ο συγκεκριμένος σταθμός παρέμεινε επιμίσθιος καθ' όλη την εξεταζόμενη περίοδο και δεν άλλαξε συνθήκες παρατήρησης. Στην Εικόνα 7.2 απεικονίζονται το ποσοστό σταθμών που πέρασε επιτυχώς ή όχι μία ή περισσότερες μεθόδους ομογενοποίησης. Στον υπολογισμό αυτών των ποσοστών έχουν ληφθεί υπόψη μόνο τα σημεία ρήξης και όχι οι ακραίες τιμές. Το μεγαλύτερο ποσοστό του δακτυλίου (61,5 %) καταλαμβάνουν οι σταθμοί που δεν πέρασαν καμία από τις τρεις μεθόδους επιτυχώς, δηλαδή και οι τρεις μέθοδοι εντόπισαν σημεία ρήξης γι' αυτούς τους σταθμούς. Το μικρότερο ποσοστό (0 %) καταλαμβάνουν οι σταθμοί που πέρασαν επιτυχώς την CLIMATOL και τη MASH αλλά όχι τη HOMER, γι' αυτό και το ποσοστό 0 % που αντιστοιχεί σε ροζ χρώμα

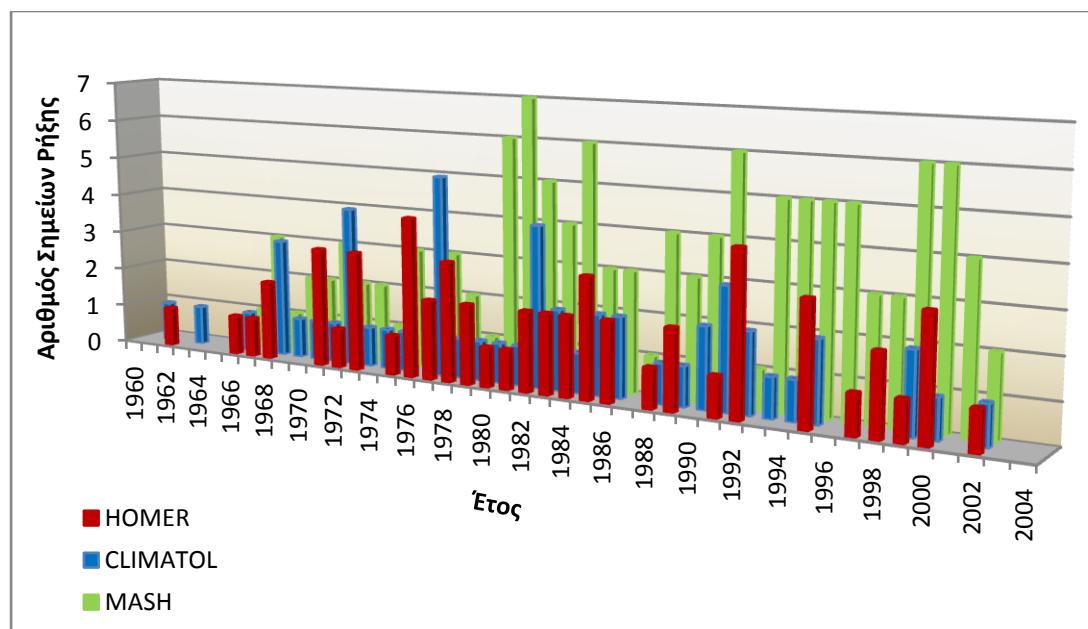
δεν εμφανίζεται στον δακτύλιο. Το αμέσως επόμενο μικρότερο ποσοστό (1,9 %) καταλαμβάνουν οι σταθμοί που πέρασαν μόνο τη HOMER επιτυχώς. Αυτό ουσιαστικά δείχνει ότι η HOMER υπερέχει ελαφρώς των άλλων δύο καθώς έχει εντοπίσει σημεία ρήξης για όλους τους σταθμούς για τους οποίους τουλάχιστον μία από τις άλλες δύο μεθόδους ανέφεραν ανομοιογένειες, πλην ενός σταθμού και συγκεκριμένα του σταθμού της Αγχιάλου για τον οποίο οι άλλες δυο μέθοδοι εντόπισαν σημεία ρήξης. Ωστόσο, τα σημεία ρήξης που εντόπισαν οι MASH και CLIMATOL για το σταθμό της Αγχιάλου είναι εντελώς διαφορετικά μεταξύ τους οπότε δυστυχώς δεν μπορούμε να αποφανθούμε αν επρόκειτο για πραγματικά ή εσφαλμένα σημεία ρήξης. Επίσης, μικρό είναι και το ποσοστό (1,9 %) των σταθμών που πέρασαν τη HOMER και τη MASH επιτυχώς αλλά όχι την CLIMATOL. Τέλος οι σταθμοί που πέρασαν επιτυχώς μόνο τη MASH ή την CLIMATOL έχουν ποσοστό (9,6 %). Ενώ ίδιο ποσοστό έχουν και οι σταθμοί που πέρασαν και τις τρεις μεθόδους επιτυχώς.



ΕΙΚΟΝΑ 7.2. Ποσοστό σταθμών που πέρασε επιτυχώς ή όχι μία ή περισσότερες μεθόδους ομογενοποίησης (δεν έχουν ληφθεί υπόψη οι παράτυπες τιμές).

Η κατανομή των ανομοιογενειών (οι παράτυπες τιμές δεν έχουν συμπεριληφθεί) κάθε μεθόδου κατά την περίοδο 1960-2004 απεικονίζεται στην Εικόνα 7.3. Παρατηρείται ότι τα περισσότερα σημεία ρήξης και των τριών μεθόδων (ποσοστό μεγαλύτερο του 50 % επί του συνόλου των σημείων ρήξης που εντόπισε κάθε μέθοδος) είναι συγκεντρωμένα μεταξύ της περιόδου 1975-1992. Αυτό δικαιολογείται από το γεγονός ότι το δίκτυο σταθμών της EMY άρχισε να αναθεωρείται μετά το 1970 οπότε και άρχισαν να γίνονται οι

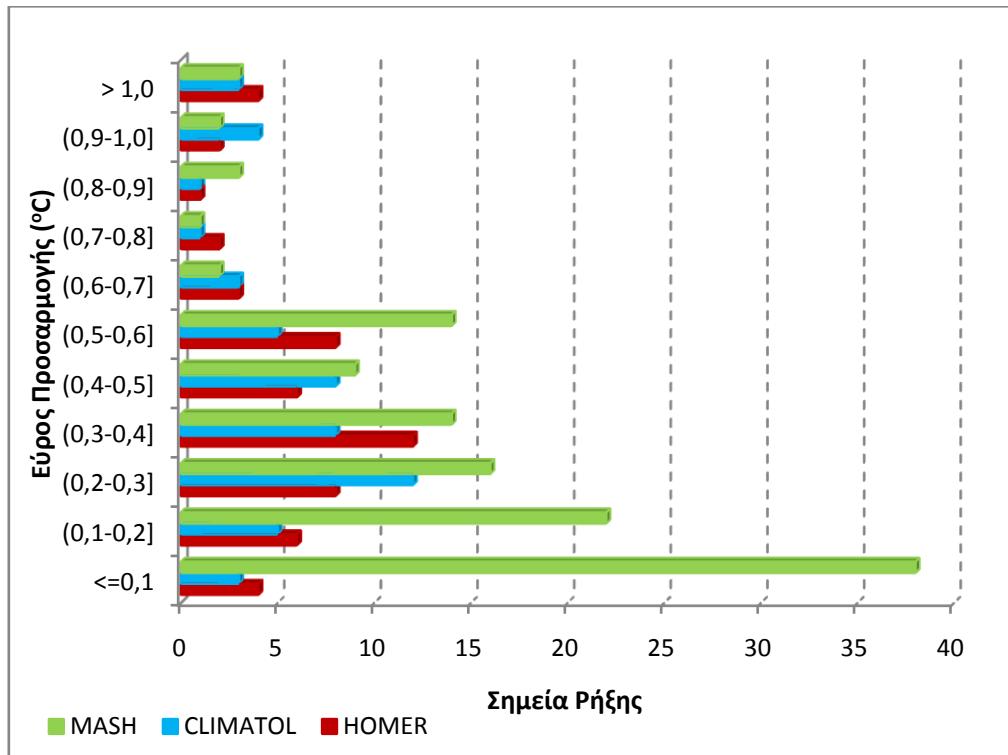
πρώτες μετακινήσεις σταθμών από τις πόλεις στα αεροδρόμια για την κάλυψη των αναγκών της αεροναυτιλίας, ενώ οι τελευταίες μετακινήσεις που πραγματοποιήθηκαν ήταν σε ορισμένα νησιά στις αρχές της δεκαετίας του 1990.



ΕΙΚΟΝΑ 7.3. Κατανομή ανομοιογενειών (κόκκινο) HOMER, (μπλε) CLIMATOL, (πράσινο) MASH.

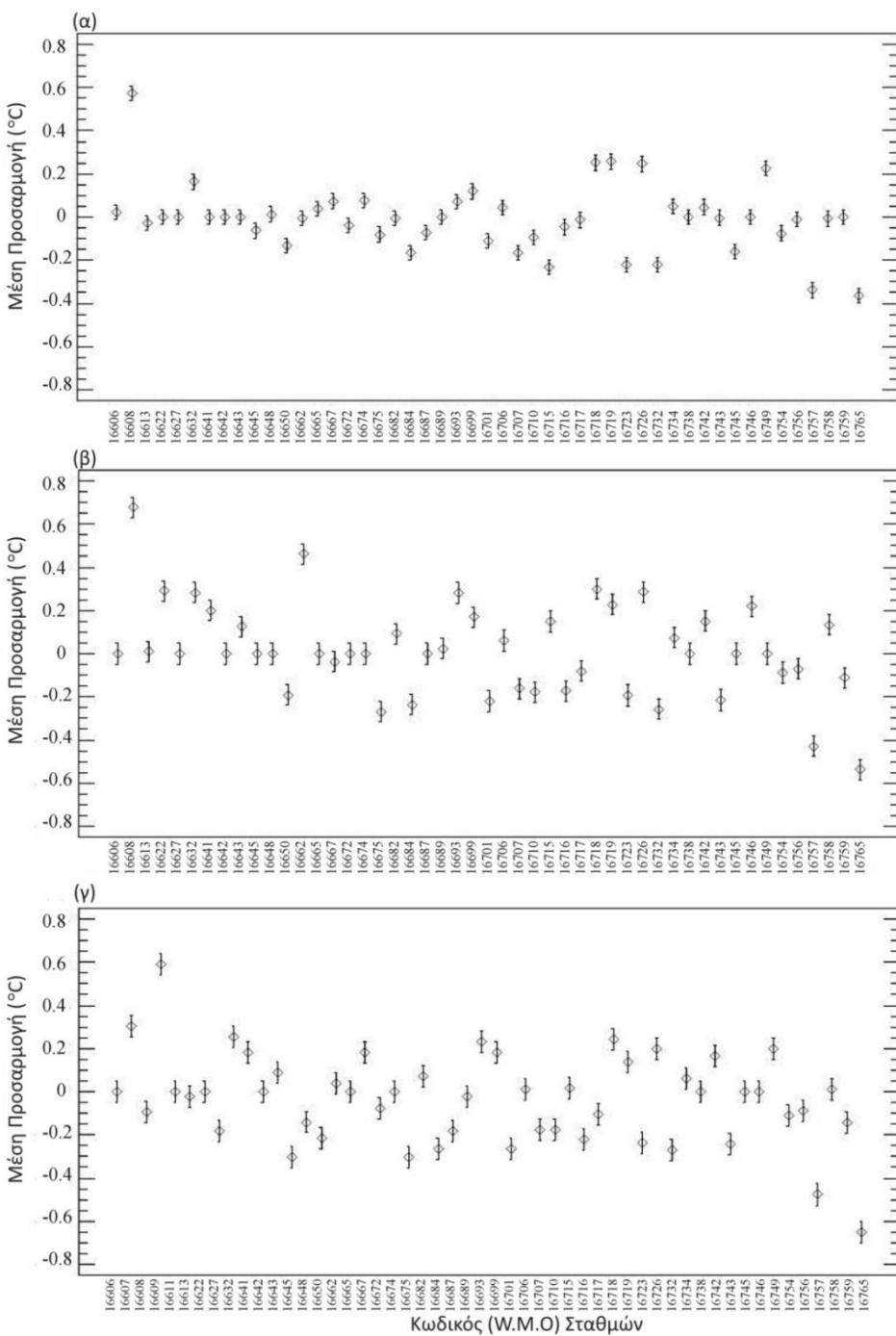
Το εύρος των σημείων ρήξης στις ετήσιες σειρές φαίνεται στην Εικόνα 7.4. Με μια πρώτη ματιά εντοπίζεται η διαφορά μεταξύ της MASH και των άλλων δύο μεθόδων. Η διαφορά έγκειται στο γεγονός ότι η MASH αναφέρει όπως είδαμε προηγουμένως περισσότερα σημεία ρήξης και προσαρμόζει τις ετήσιες σειρές με μικρότερες τιμές, αντιθέτως οι άλλες δύο μέθοδοι αναφέρουν λιγότερα σημεία ρήξης με μεγαλύτερες προσαρμογές. Συγκεκριμένα 38 σημεία ρήξης της MASH, δηλαδή ποσοστό μεγαλύτερο του 30 % των συνολικών σημείων ρήξης, προσάρμοσαν τις αντίστοιχες ετήσιες σειρές με λιγότερο από 0,01 °C (κατά απόλυτη τιμή), ενώ μόλις 3 και 4 σημεία ρήξης της CLIMATOL και της HOMER αντιστοίχως (ποσοστό μικρότερο του 7 % και 6 %) ήταν αυτού του εύρους. Βαίνοντας προς μεγαλύτερα εύρη προσαρμογών (πάνω από 0,6 °C) παρατηρούμε ότι μειώνεται πολύ ο αριθμός των σημείων ρήξης και για τις τρεις μεθόδους. Δώδεκα σημεία ρήξης της HOMER και της CLIMATOL και 11 της MASH προσαρμόζουν τις ετήσιες σειρές με πάνω από 0,6 °C, ενώ μόλις 4 της HOMER και 3 των CLIMATOL και MASH τις προσαρμόζουν με πάνω από 1,0 °C (κατά απόλυτη τιμή). Τέλος, η πλειονότητα των σημείων ρήξης των

μεθόδων HOMER και CLIMATOL (ποσοστό μεγαλύτερο του 61 %) οδήγησαν σε προσαρμογή των ετήσιων χρονοσειρών της μέσης θερμοκρασίας από 0,2 έως 0,6 °C (κατά απόλυτη τιμή).



ΕΙΚΟΝΑ 7.4. Εύρος των σημείων ρήξης (κατά απόλυτη τιμή) για κάθε μέθοδο ξεχωριστά: (κόκκινο) HOMER, (μπλε) CLIMATOL, (πράσινο) MASH.

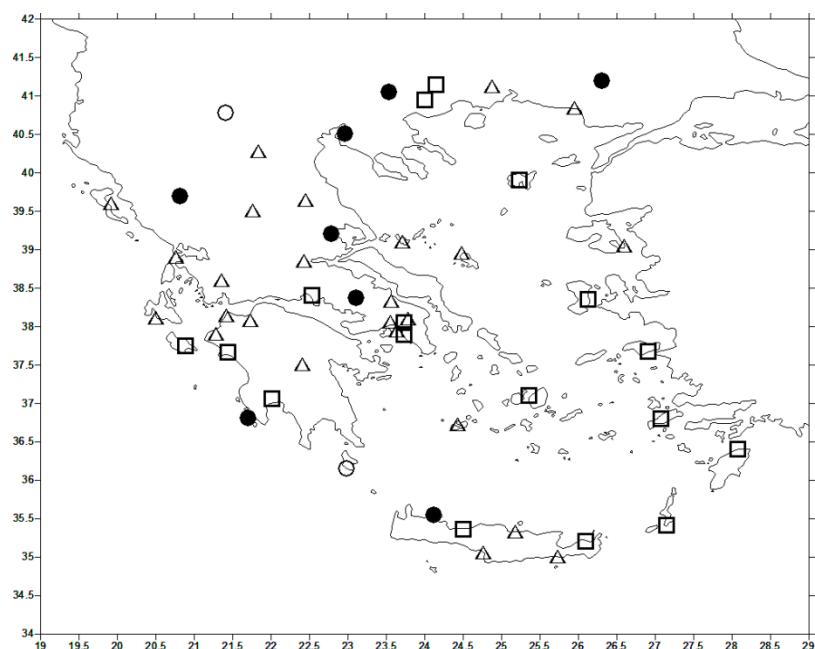
Προκειμένου να εκτιμηθούν καλύτερα οι διορθώσεις που εφαρμόστηκαν από κάθε μέθοδο, υπολογίστηκαν σε κάθε σταθμό οι μέσες προσαρμογές που έγιναν στις ετήσιες σειρές καθώς και τα διαστήματα εμπιστοσύνης γύρω από κάθε μέση τιμή με βάση την ελάχιστη σημαντική διαφορά του Fisher (LSD least significant difference). Στην Εικόνα 7.5 δίνονται οι μέσες τιμές των προσαρμογών των ετήσιων σειρών με τη μέθοδο MASH, την CLIMATOL και τη HOMER. Φαίνεται καθαρά και σε αυτή την εικόνα ότι οι μέσες τιμές που λαμβάνονται με τη MASH είναι αρκετά διαφορετικές από εκείνες που λαμβάνονται με τις CLIMATOL και HOMER. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η MASH αντιμετωπίζει με διαφορετικό τρόπο τα σημεία ρήξης από ότι η CLIMATOL και η HOMER, αναφέροντας περισσότερα σημεία ρήξης στις ετήσιες σειρές με μικρότερες προσαρμογές. Παρατηρούμε επίσης ότι οι γραφικές απεικονίσεις των μέσων προσαρμογών από τις CLIMATOL και HOMER είναι παρόμοιες.



ΕΙΚΟΝΑ 7.5. Μέσες τιμές προσαρμογών στις επήσιες σειρές και τα διαστήματα εμπιστοσύνης (95 %) με βάση την ελάχιστη σημαντική διαφορά του Fisher (α) MASH, (β) CLIMATOL, (γ) HOMER.

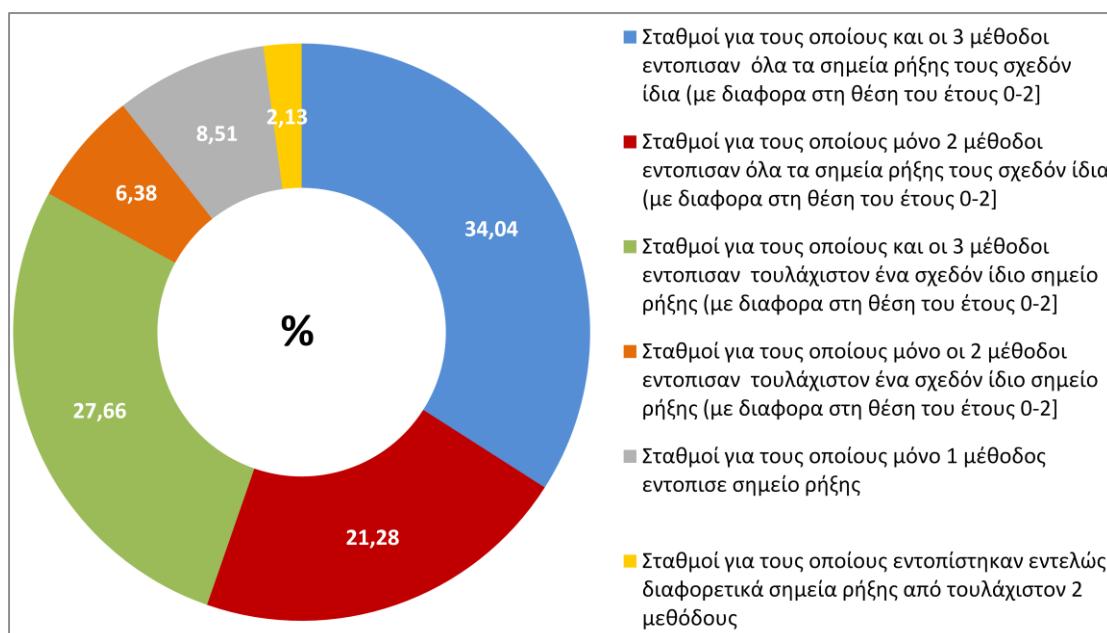
Όσον αφορά στα μεταδεδομένα, σε γενικές γραμμές και οι τρεις μέθοδοι εντόπισαν σχεδόν όλα τα σημεία ρήξης που δικαιολογούνται από τα μεταδεδομένα. Περίπου το 34 % των συνολικών σημείων ρήξης της HOMER, το 28 % της CLIMATOL και το 14 % των σημείων

ρήξης της MASH επιβεβαιώνεται από τα μεταδεδομένα των σταθμών. Το μικρότερο ποσοστό της MASH δεν οφείλεται στον εντοπισμό λιγότερων σημείων ρήξης που να επιβεβαιώνονται από τα μεταδεδομένα σε σύγκριση με τις άλλες δύο μεθόδους, αλλά στον πολύ μεγάλο αριθμό σημείων ρήξης της MASH. Παρατηρείται ωστόσο μια ελαφρά υπεροχή της HOMER σε σύγκριση με τις άλλες δύο μεθόδους. Στη HOMER σχεδόν όλα τα διαθέσιμα μεταδεδομένα αντιστοιχούν σε σημεία ρήξης. Μοναδικές εξαιρέσεις αποτελούν, ο σταθμός της Δράμας ο οποίος την περίοδο 1975-1989 λειτούργησε ως επιμίσθιος σταθμός και την περίοδο 1989-2001 ως κανονικός συνοπτικός σταθμός και ο σταθμός της Ν.Φιλαδέλφειας ο οποίος την περίοδο 1976-1979 λειτούργησε ως επιμίσθιος. Όσον αφορά τη Δράμα η MASH και η CLIMATOL εντοπίζουν σημεία ρήξης το 1989 και 1991, όμως η HOMER το 2000. Όσον αφορά τη Ν. Φιλαδέλφεια και οι τρεις μέθοδοι εντοπίζουν ένα μικρό σημείο ρήξης μεταξύ 1975-1977, αλλά καμία από τις τρεις δεν εντοπίζει το 1979. Προφανώς το σημείο ρήξης του 1979 θεωρείται αμελητέο και από τις τρεις μεθόδους. Στην Εικόνα 7.6 φαίνεται η θέση των ομογενών και μη ομογενών σταθμών της μεθόδου HOMER.



ΕΙΚΟΝΑ 7.6. Οι μαύροι κύκλοι απεικονίζουν τους σταθμούς για τους οποίους δεν εντοπίστηκε ούτε σημείο ρήξης, ούτε ακραία τιμή από την μέθοδο HOMER. Οι άσπροι κύκλοι απεικονίζουν τους σταθμούς για τους οποίους εντοπίστηκαν μόνο ακραίες-παράτυπες τιμές, αλλά όχι σημεία ρήξης. Τα τετράγωνα απεικονίζουν τους σταθμούς για τους οποίους τα σημεία ρήξης που εντοπίστηκαν επιβεβαιώνονται από τα μεταδεδομένα σταθμών, ενώ τα τρίγωνα απεικονίζουν τους σταθμούς για τους οποίους βρέθηκαν σημεία ρήξης αλλά δεν υπάρχουν διαθέσιμα μεταδεδομένα προκείμενου να επιβεβαιωθούν αυτά τα σημεία.

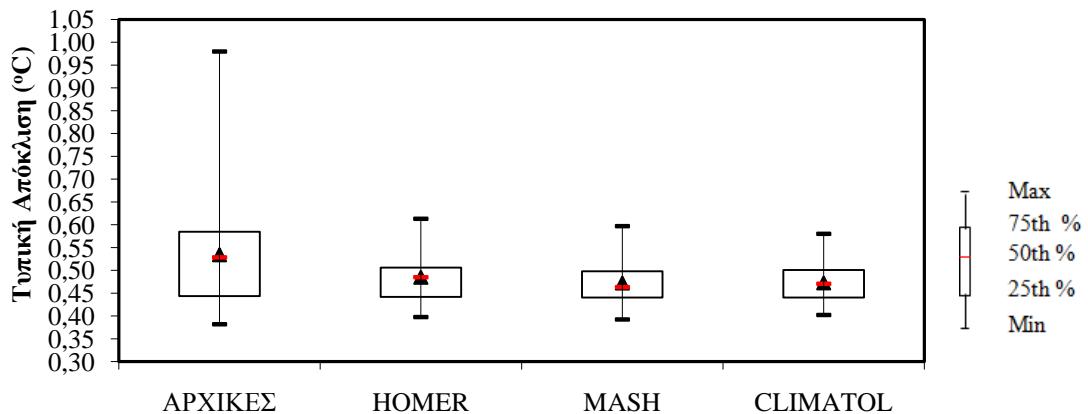
Αν εξαιρέσουμε τους 5 σταθμούς για τους οποίους δεν ανιχνεύθηκαν ανομοιογένειες από καμία μέθοδο οπότε μπορούν να θεωρηθούν ομογενείς και συγκρίνουμε τα αποτελέσματα των υπολοίπων μη ομογενών σταθμών (47 σταθμών), παρατηρούμε ότι σε ποσοστό 34,04 % επί του συνόλου των 47 μη ομογενών σταθμών, συμφωνούν οι τρεις μέθοδοι σε όλα τα σημεία ρήξης που εντοπίζονται με διαφορά στο έτος ρήξης από 0 έως 2 έτη. Σε ποσοστό 27,66 % και οι τρεις μέθοδοι συμφωνούν σε τουλάχιστον ένα σημείο ρήξης (με διαφορά στη θέση ρήξης από 0 έως 2 έτη). Το ποσοστό αυτό εκτιμούμε ότι θα ήταν πολύ μικρότερο αν η MASH έκανε μια συγχώνευση των κοντινών ετών ρήξης ενός σταθμού. Σε ποσοστό 21,28 % συμφωνούν μόνο οι δύο μέθοδοι σε όλα τα σημεία ρήξης που εντοπίζονται για κάποιον σταθμό, ενώ σε μικρότερο ποσοστό 6,38 % δύο από τις τρεις μεθόδους συμφωνούν σε τουλάχιστον ένα σημείο ρήξης. Τέλος, οι σταθμοί για τους οποίους εντοπίστηκαν σημεία ρήξης μόνο από μία μέθοδο αντιστοιχούν σε ποσοστό 8,51 %, ενώ εκείνοι για τους οποίους εντοπίστηκαν εντελώς διαφορετικά σημεία ρήξης ανήκουν στο 2,13 %. Στην Εικόνα 7.7 απεικονίζονται σε γράφημα όλα τα ανωτέρω ποσοστά.



ΕΙΚΟΝΑ 7.7. Σύγκριση μεθόδων με βάση το έτος ρήξης.

7.2 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ

Προκειμένου να αξιολογήσουμε την αποτελεσματικότητα των τριών μεθόδων ομογενοποίησης υπολογίσαμε τις τυπικές αποκλίσεις των αρχικών και ομογενοποιημένων χρονοσειρών της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας. Στην Εικόνα 7.8 δίνεται για κάθε μέθοδο το θηκόγραμμα των τυπικών αποκλίσεων πριν και μετά την ομογενοποίηση.

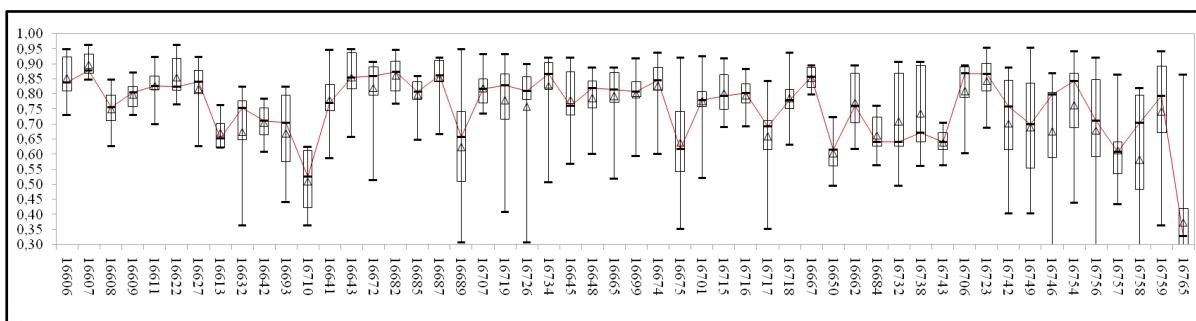


ΕΙΚΟΝΑ 7.8. Θηκόγραμμα τυπικών αποκλίσεων πριν και μετά την ομογενοποίηση της θερμοκρασίας. Το τρίγωνο δείχνει τη μέση τιμή των τυπικών αποκλίσεων, η κόκκινη παύλα τη διάμεσο και το ορθογώνιο το ενδοτεταρτημοριακό εύρος (25° με 75° εκατοστημόριο).

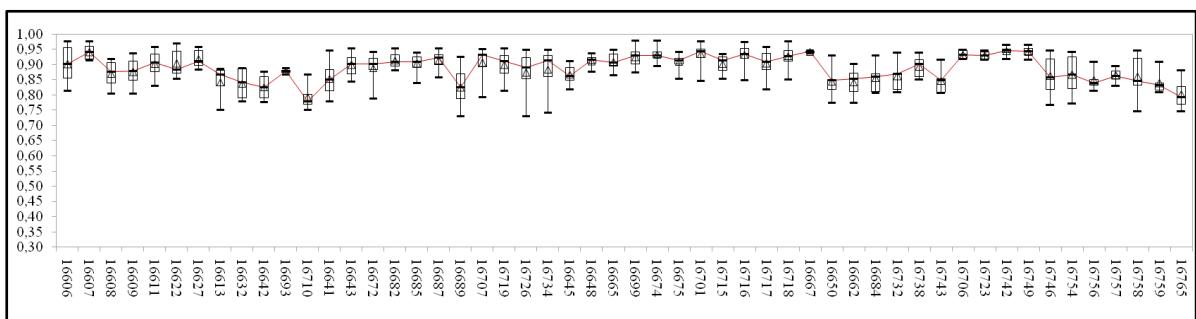
Διαπιστώνουμε ότι και οι τρείς μέθοδοι ομογενοποίησης έχουν αισθητά χαμηλότερες τιμές τυπικών αποκλίσεων απ' ότι έχουν οι αρχικές χρονοσειρές. Πριν την ομογενοποίηση οι τυπικές αποκλίσεις κυμάνθηκαν από 0,38 έως 0,98 °C, ενώ το εύρος των τυπικών αποκλίσεων μετά την ομογενοποίηση και στις τρεις μεθόδους κυμάνθηκε από 0,4 έως 0,6 °C. Επομένως η ομογενοποίηση δημιούργησε χρονοσειρές οι οποίες διακρίνονται για τη μικρότερη διασπορά τιμών γύρων από τη μέση τιμή και όσο μικρότερη είναι η τιμή της τυπικής απόκλισης, τόσο ο μέσος όρος αποτελεί αντιπροσωπευτικό στατιστικό μέτρο για την κατανομή της μεταβλητής.

Στην προσπάθεια να αξιολογήσουμε περαιτέρω την απόδοση των τριών μεθόδων ομογενοποίησης υπολογίσαμε τους συντελεστές συσχέτισης των αρχικών και ομογενοποιημένων ετήσιων σειρών για κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά.

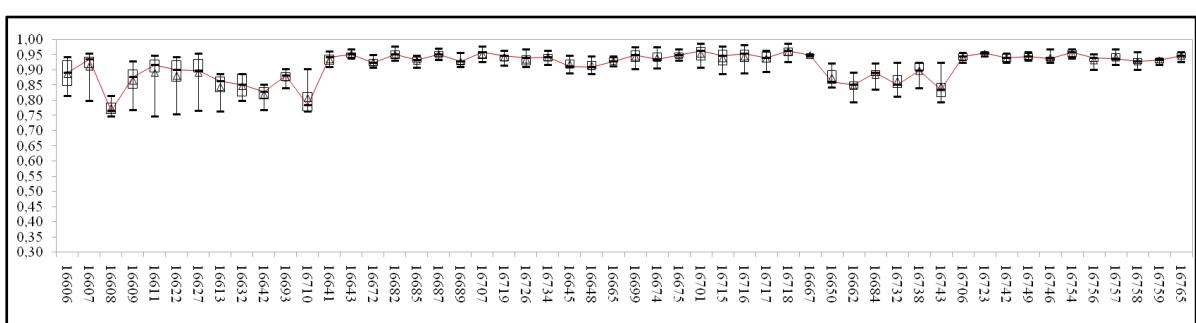
(α)



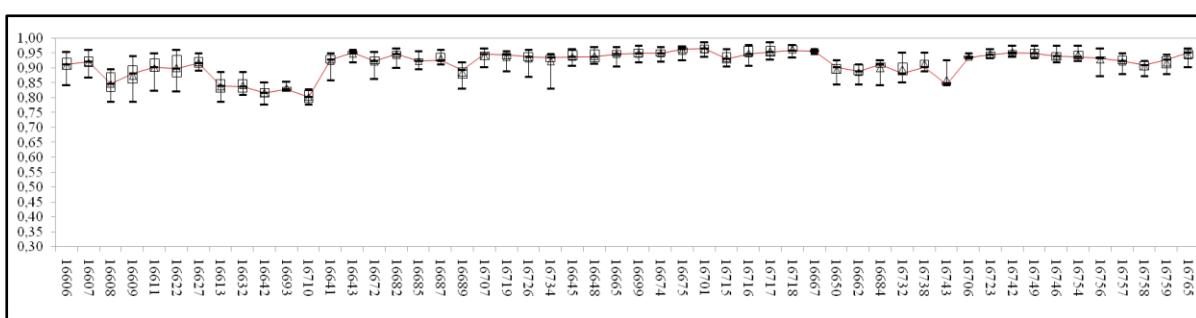
(β)



(γ)



(δ)



EIKONA 7.9. Θηκόγραμμα συντελεστών συσχέτισης Spearman (α) αρχικές σειρές (β) ομογενοποιημένες με MASH, (γ) ομογενοποιημένες με CLIMATOL, (δ) ομογενοποιημένες με HOMER.

Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήσαμε τη μέθοδο Spearman ως μέτρο της συσχέτισης μέσω μιας μονότονης συνάρτησης. Υπολογίσαμε λοιπόν, το συντελεστής συσχέτισης Spearman μεταξύ της ετήσιας χρονοσειράς ενός σταθμού και των αντίστοιχων σειρών των σταθμών αναφοράς του. Στην Εικόνα 7.9 παρουσιάζονται για κάθε σταθμό τα θηκογράμματα του συντελεστή συσχέτισης Spearman πριν και μετά την ομογενοποίηση.

Εν γένει, οι συντελεστές συσχέτισης Spearman μετά την ομογενοποίηση είναι υψηλότεροι και εμφανίζουν μικρότερη διασπορά σε σχέση με εκείνους που υπολογίστηκαν από τις αρχικές σειρές. Επίσης, συγκρίνοντας τους συντελεστές συσχέτισης μετά την ομογενοποίηση παρατηρούμε ότι για την πλειονότητα των σταθμών οι τιμές τους στη μέθοδο HOMER είναι ελαφρώς καλύτερες από ότι στις άλλες δύο μεθόδους και ειδικότερα από τις τιμές της MASH. Η διάμεσος του συντελεστή συσχέτισης Spearman μετά την ομογενοποίηση με την μέθοδο HOMER κυμάνθηκε από 0,80 έως 0,97, ενώ στην ομογενοποίηση με MASH κυμάνθηκε από 0,78 έως 0,95 και στην CLIMATOL από 0,77 έως 0,96. Επίσης η διαφορά στη διάμεσο του συντελεστή Spearman πριν και μετά την ομογενοποίηση κυμαίνεται από 0,04 έως 0,62 που ουσιαστικά αντιστοιχεί σε αύξηση του συντελεστή συσχέτισης μετά την ομογενοποίηση κατά 4 % με 62 %. Η αύξηση του 62 % (στη MASH η αύξηση υπολογίζεται στο 42 %) αντιστοιχεί στο σταθμό της Καρπάθου, για τον οποίο έχει εντοπιστεί ένα μεγάλο σημείο ρήξης το οποίο επιβεβαιώνεται από τα μεταδεδομένα μιας και ο σταθμός μετακινήθηκε από την πόλη στο αεροδρόμιο. Το 25° εκατοστημόριο των συντελεστών συσχέτισης κυμαίνεται για τις αρχικές σειρές από 0,27 έως 0,87, ενώ μετά την ομογενοποίηση με τη HOMER από 0,78 έως 0,96 (για την CLIMATOL οι αντίστοιχες τιμές είναι 0,76-0,95 και για τη MASH 0,77-0,94). Παρόμοια το 75° εκατοστημόριο των συντελεστών συσχέτισης κυμαίνεται για τις αρχικές σειρές από 0,42 έως 0,94, ενώ μετά την ομογενοποίηση με τη HOMER από 0,82 έως 0,98 (για την CLIMATOL οι αντίστοιχες τιμές είναι 0,79-0,97 και για τη MASH 0,80-0,96).

Συνοψίζοντας, οι τρεις μέθοδοι ομογενοποίησης οδήγησαν σε μείωση των τυπικών αποκλίσεων και του ενδοτεταρτημοριακού εύρους των συντελεστών συσχέτισης αυξάνοντας έτσι την ομοιότητα των δεδομένων σε μια κλιματική περιοχή. Επίσης η μέθοδος HOMER εμφανίζει ελαφρώς υψηλότερους συντελεστές συσχέτισης σε σχέση με τη MASH.

Εκτός από τους συντελεστές συσχέτισης Spearman, εφαρμόσαμε στις ετήσιες σειρές μέσης θερμοκρασίας την ανάλυση κυρίων συνιστωσών. Η ανάλυση κύριων συνιστωσών είναι μια στατιστική τεχνική, στόχος της οποίας είναι να αναγνωριστούν μοτίβα στα δεδομένα προκειμένου να μειωθεί ο αριθμός των μεταβλητών. Χρησιμοποιεί

γραμμικές αριθμητικές σχέσεις για να μετατρέψει ένα σύνολο συσχετιζόμενων μεταβλητών σε ένα μικρότερο σύνολο γραμμικά ασυσχέτιστων μεταβλητών οι οποίες αντιπροσωπεύουν το μεγαλύτερο μέρος της διασποράς των αρχικών δεδομένων. Η πρώτη κύρια συνιστώσα εμπεριέχει το μεγαλύτερο μέρος της διασποράς και οι υπόλοιπες συνιστώσες περιέχουν μικρότερα ποσοστά της αρχικής διασποράς ανάλογα του βαθμού της συνιστώσας. Εφαρμόσαμε την ανάλυση κυρίων συνιστωσών τόσο στις αρχικές ετήσιες χρονοσειρές, όσο και στις ομογενοποιημένες σειρές που προέκυψαν από τις MASH, CLIMATOL και HOMER. Τα αποτελέσματα αυτής της ανάλυσης δίνονται στον Πίνακα 7.2. Στις αρχικές σειρές ελήφθησαν 6 κύριες συνιστώσες με την πρώτη συνιστώσα να εξηγεί το 66,3 % της συνολικής διασποράς. Από την άλλη πλευρά, στις ομογενοποιημένες σειρές ελήφθησαν 3 κύριες συνιστώσες στις μεθόδους HOMER και CLIMATOL και 4 στη MASH, με τις πρώτες συνιστώσες να εξηγούν το 84,8 %, το 84,3 % και το 82,9 % αντιστοίχως. Είναι εμφανές ότι το αθροιστικό ποσοστό των αρχικών σειρών είναι μικρότερο από εκείνο των ομογενοποιημένων σειρών. Επίσης, το ποσοστό της συνολικής διασποράς που εξηγείται από την πρώτη κύρια συνιστώσα με τη HOMER είναι ελαφρώς καλύτερο από ότι στις άλλες δύο μεθόδους.

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.2 : Ανάλυση κυρίων συνιστωσών στις αρχικές και στις ομογενοποιημένες ετήσιες χρονοσειρές.

Αριθμός συνιστωσών	Αρχικές Σειρές	Ομογενοποιημένες με HOMER	Ομογενοποιημένες με MASH	Ομογενοποιημένες με CLIMATOL
1	66,3%	84,8%	82,9%	84,3%
2	8,4%	4,7%	4,4%	5,1%
3	3,9%	2,6%	2,9%	2,7%
4	3,7%		2,2%	
5	3,0%			
6	2,3%			
Αθροιστικό Ποσοστό	87,6%	92,1%	92,4%	92,1%

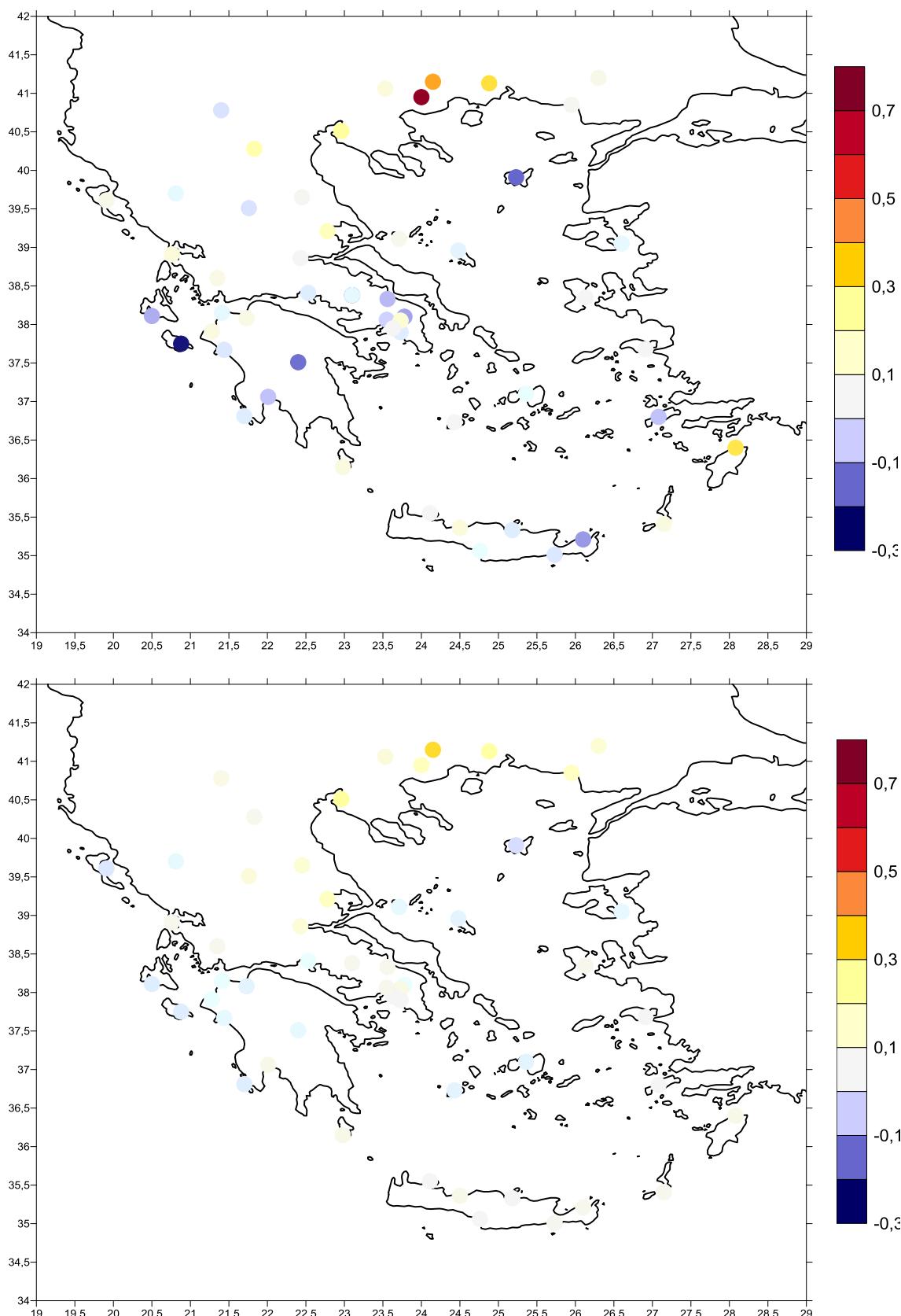
7.3 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΤΙΣ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΕΣ

7.3.1 Σειρές Αποχών

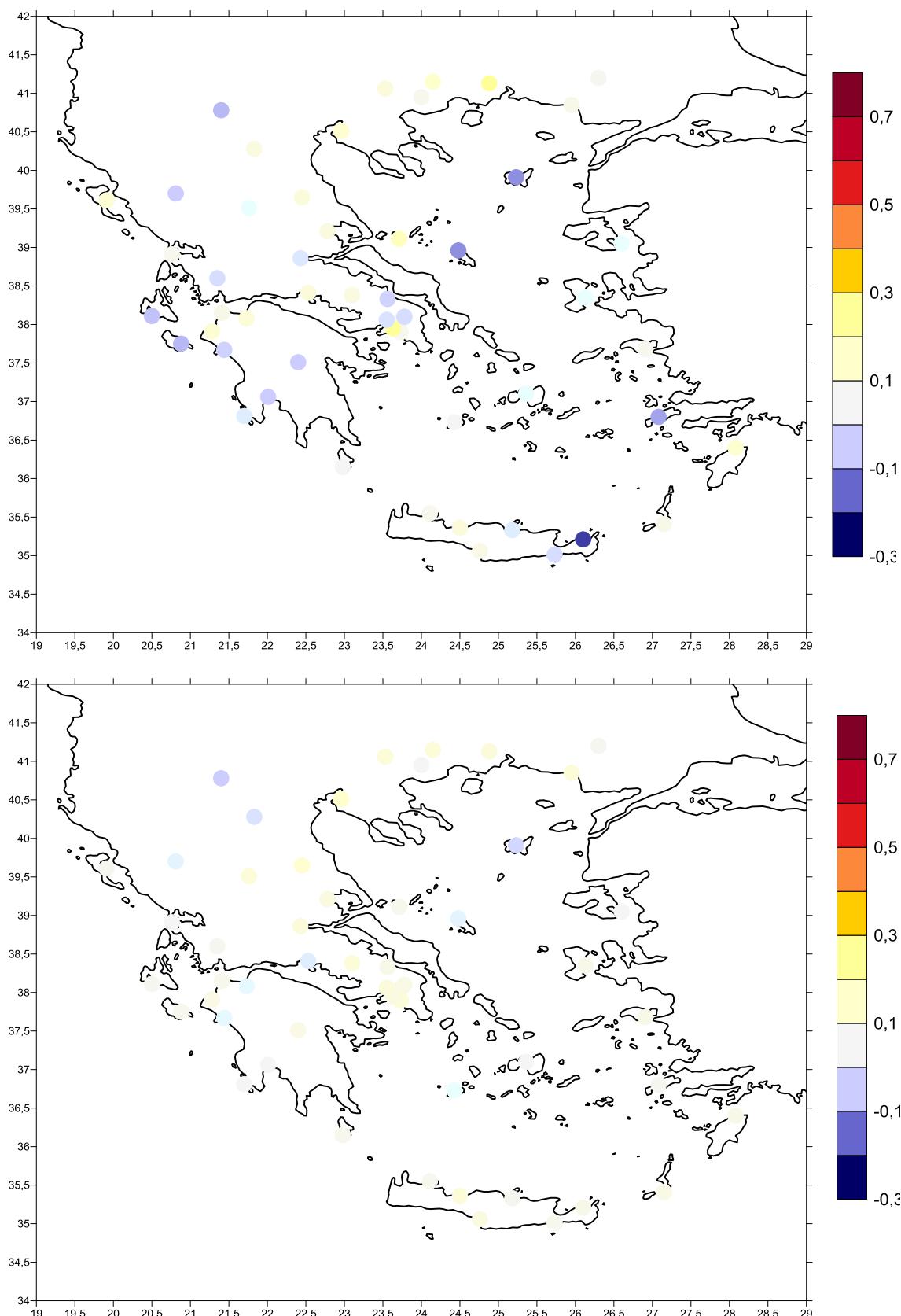
Προκειμένου να εκτιμήσουμε τις επιπτώσεις της ομογενοποίησης στις εποχικές σειρές μέσης θερμοκρασίας, μετασχηματίσαμε τις αρχικές εποχικές σειρές και τις αντίστοιχες ομογενοποιημένες σειρές που προέκυψαν από τη μέθοδο HOMER, η οποία παρουσίασε ελαφρώς καλύτερα αποτελέσματα από τις άλλες δύο μεθόδους, σε σειρές αποχών χρησιμοποιώντας ως βάση την κανονική τιμή 1961-1990. Υπολογίσαμε δηλαδή πριν και μετά την ομογενοποίηση τις διαφορές της εποχικής τιμής ανά έτος από την κανονική τιμή, δηλαδή τη μέση τιμή της 30-ετιας 1961-1990. Οι αποκλίσεις των εποχικών σειρών από την κανονική τιμή παρουσιάζεται στις Εικόνες από 7.10 έως 7.13.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν δείχνουν σε όλες τις εποχές μια σαφή μείωση των αποκλίσεων από τις κανονικές τιμές μετά την ομογενοποίηση. Ειδικότερα, οι μεγαλύτερες αποχές, δηλαδή αποκλίσεις από τις κανονικές τιμές 1961-1990, εντοπίζονται το καλοκαίρι και το χειμώνα. Πριν την ομογενοποίηση, η μεγαλύτερη θετική αποχή το χειμώνα ήταν $0,67^{\circ}\text{C}$ για το σταθμό της Καβάλας, ενώ η μεγαλύτερη αρνητική την ίδια εποχή εντοπίστηκε στο σταθμό της Ζακύνθου με τιμή $-0,28^{\circ}\text{C}$. Ωστόσο, με βάση τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές η απόκλιση στην Καβάλα έχει μειωθεί κατά περίπου μισό βαθμό, ενώ στη Ζάκυνθο έχει αυξηθεί κατά περίπου $0,25^{\circ}\text{C}$. Γενικά, μετά την ομογενοποίηση, το εύρος των αποχών το χειμώνα κυμάνθηκε από $-0,1$ έως $0,3^{\circ}\text{C}$, με το πεδίο των αποκλίσεων να είναι ομαλότερο απ' ότι προηγουμένως. Θετικές αποκλίσεις φαίνεται να επικρατούν στη Βόρειο Ελλάδα, ενώ στις υπόλοιπες περιοχές οι αποκλίσεις είναι σχεδόν μηδενικές.

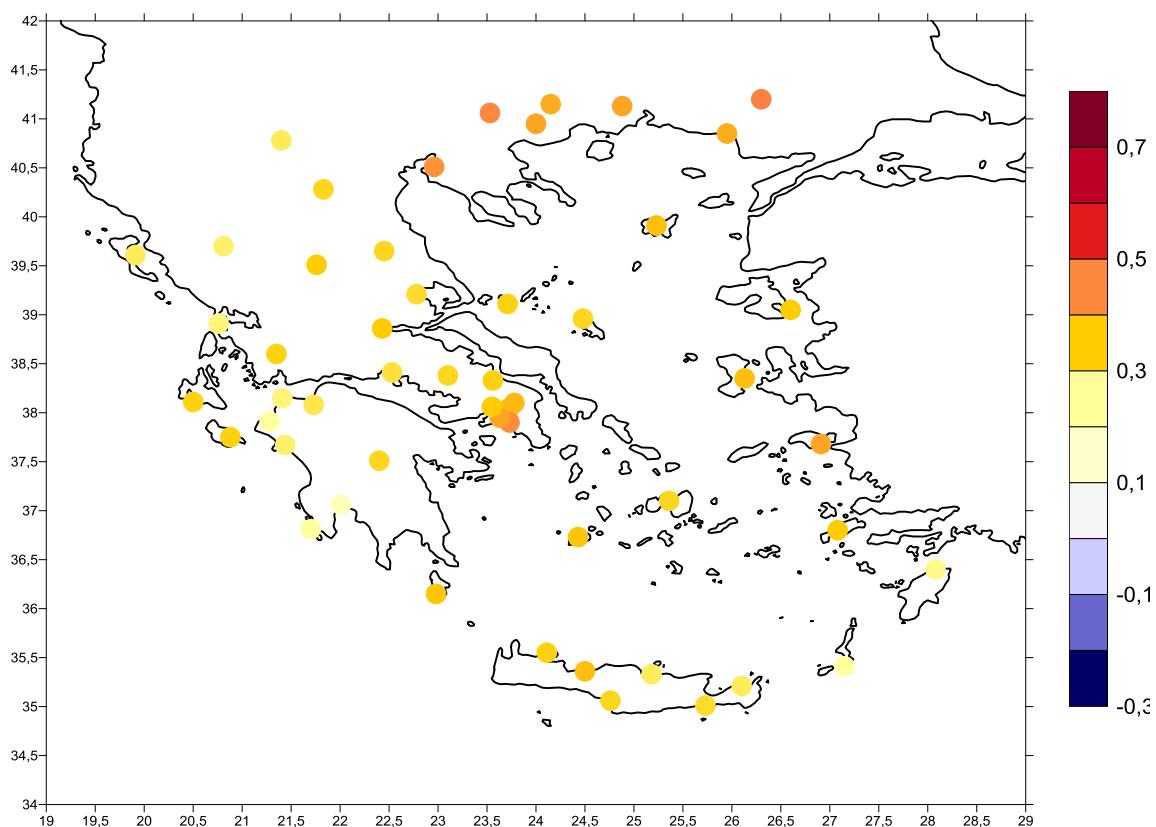
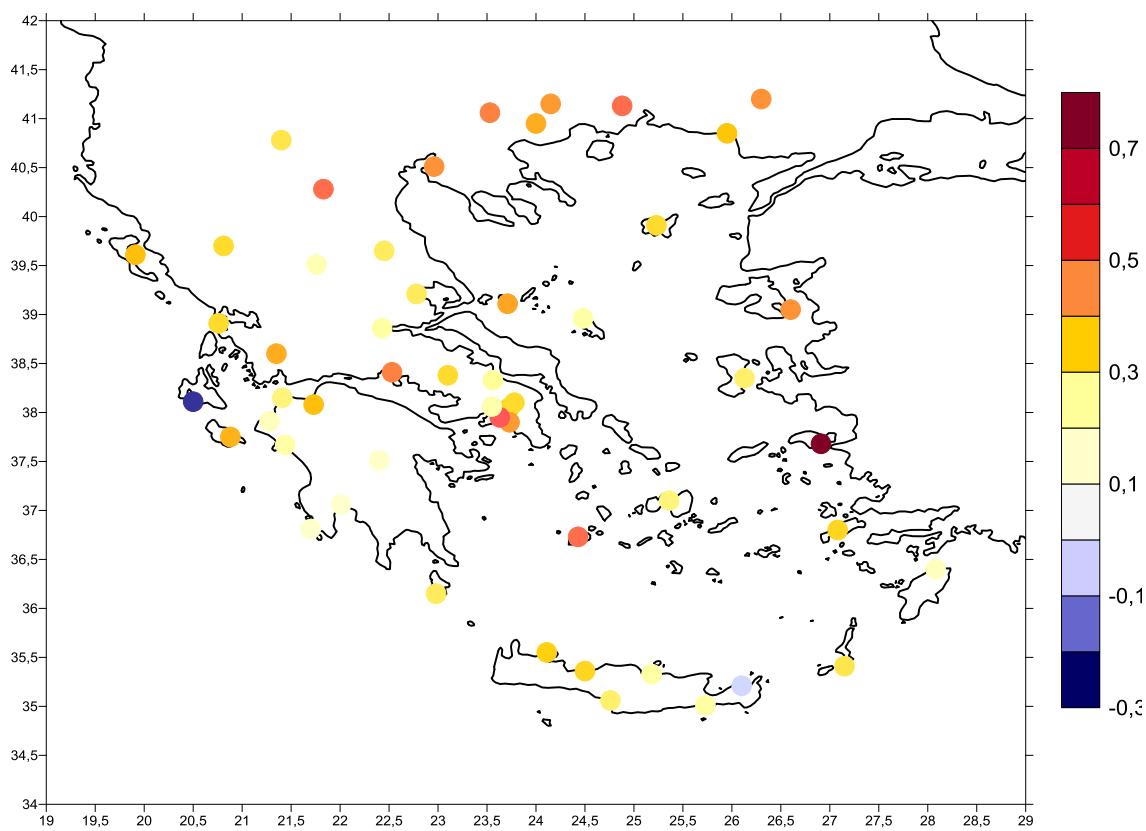
Όσον αφορά το καλοκαίρι, η μεγαλύτερη θετική απόκλιση από την κανονική τιμή πριν την ομογενοποίηση ήταν $0,71^{\circ}\text{C}$ για το σταθμό της Σάμου, ενώ εμφανίζεται και μικρή αρνητική απόκλιση για το σταθμό της Σητείας. Αντιθέτως, οι αποκλίσεις με βάση τις ομογενοποιημένες σειρές παρουσιάζουν ομοιομορφία και χωρική συνέπεια. Είναι όλες οι αποκλίσεις θετικές. Οι υψηλότερες τιμές είναι από $0,35$ έως $0,42^{\circ}\text{C}$ και εμφανίζονται στους σταθμούς της Κεντρικής και Ανατολικής Μακεδονίας, της Θράκης, στους σταθμούς του Ελληνικού και του Πειραιά στην Αττική και στο σταθμό της Σάμου στο Ανατολικό Αιγαίο. Οι μικρότερες αποκλίσεις υπολογίστηκαν στη Δυτική Ελλάδα και είναι της τάξης των $0,25^{\circ}\text{C}$. Τέλος, σε σχέση με τις αρχικές αποκλίσεις εντοπίζονται κατά $0,1^{\circ}\text{C}$ περίπου χαμηλότερες αποκλίσεις στα νησιά του Ανατολικού Αιγαίου.



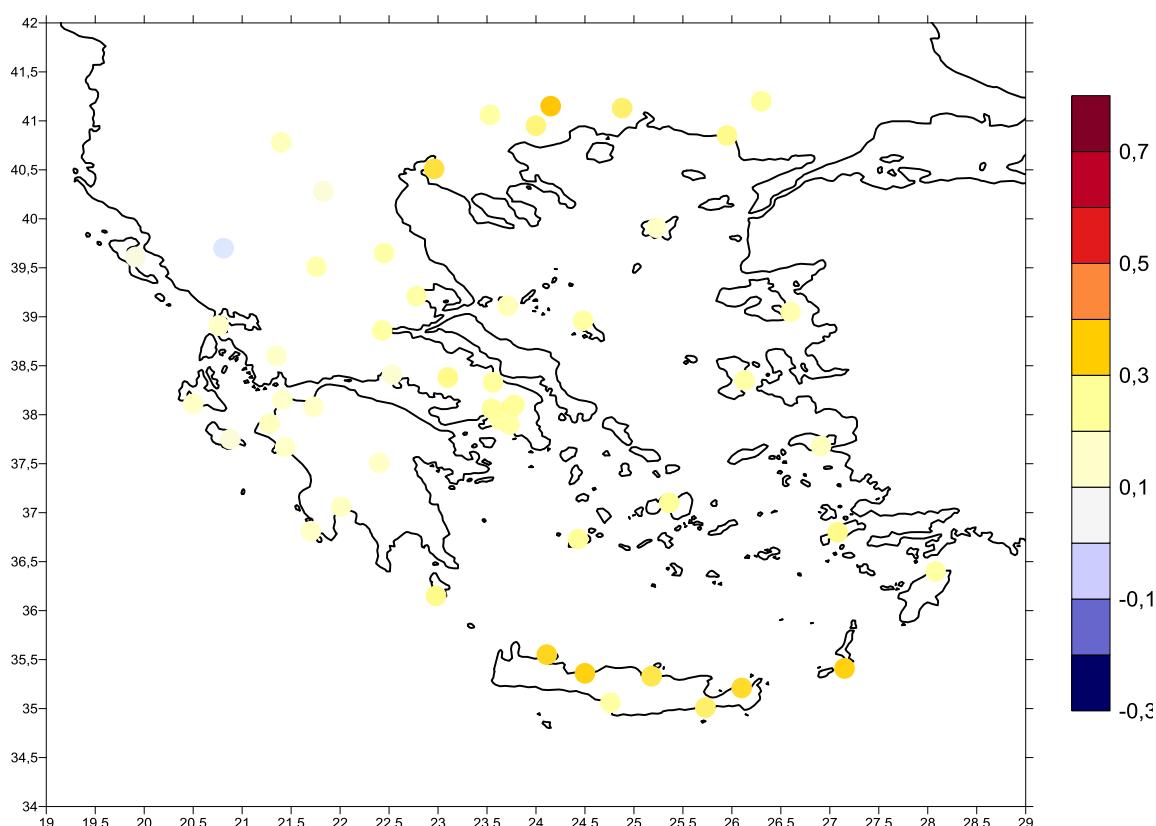
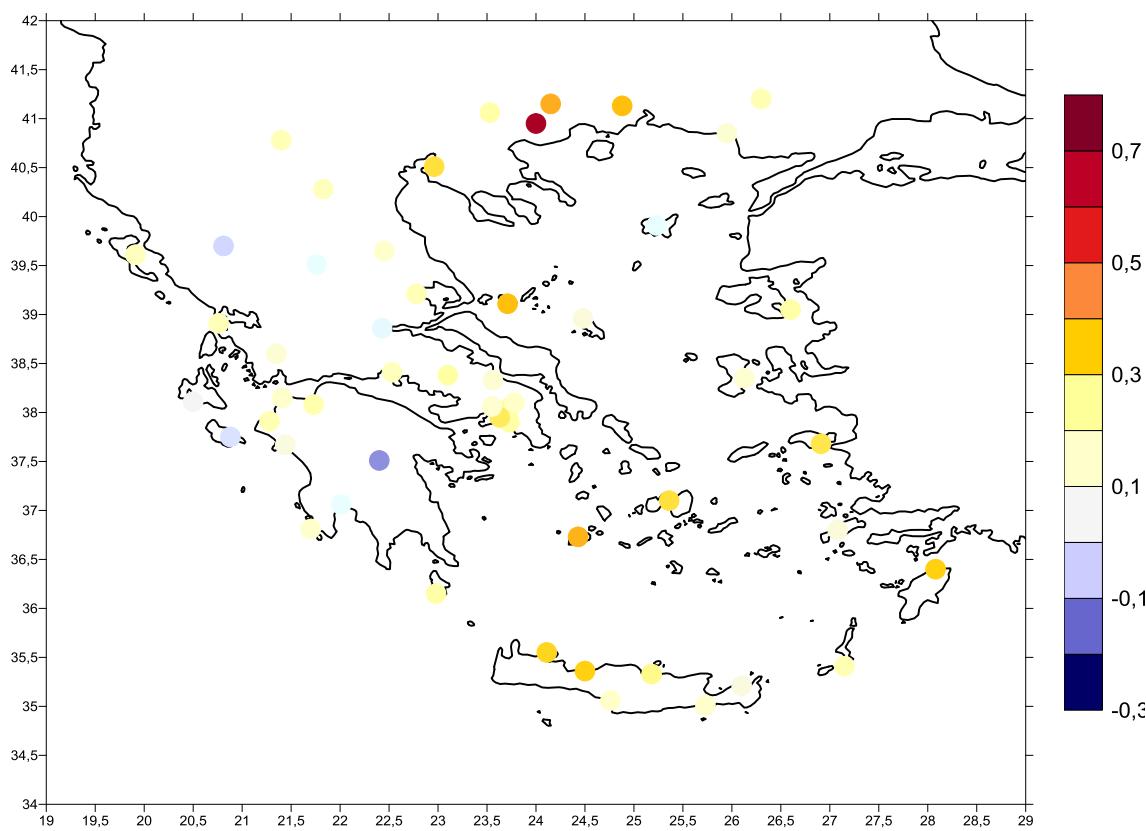
ΕΙΚΟΝΑ 7.10. Απόκλιση από τις κανονικές τιμές ($^{\circ}\text{C}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση για τις σειρές του χειμώνα.



ΕΙΚΟΝΑ 7.11. Απόκλιση από τις κανονικές τιμές ($^{\circ}\text{C}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση για τις σειρές της άνοιξης.



ΕΙΚΟΝΑ 7.12. Απόκλιση από τις κανονικές τιμές ($^{\circ}\text{C}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση για τις σειρές του καλοκαιριού.



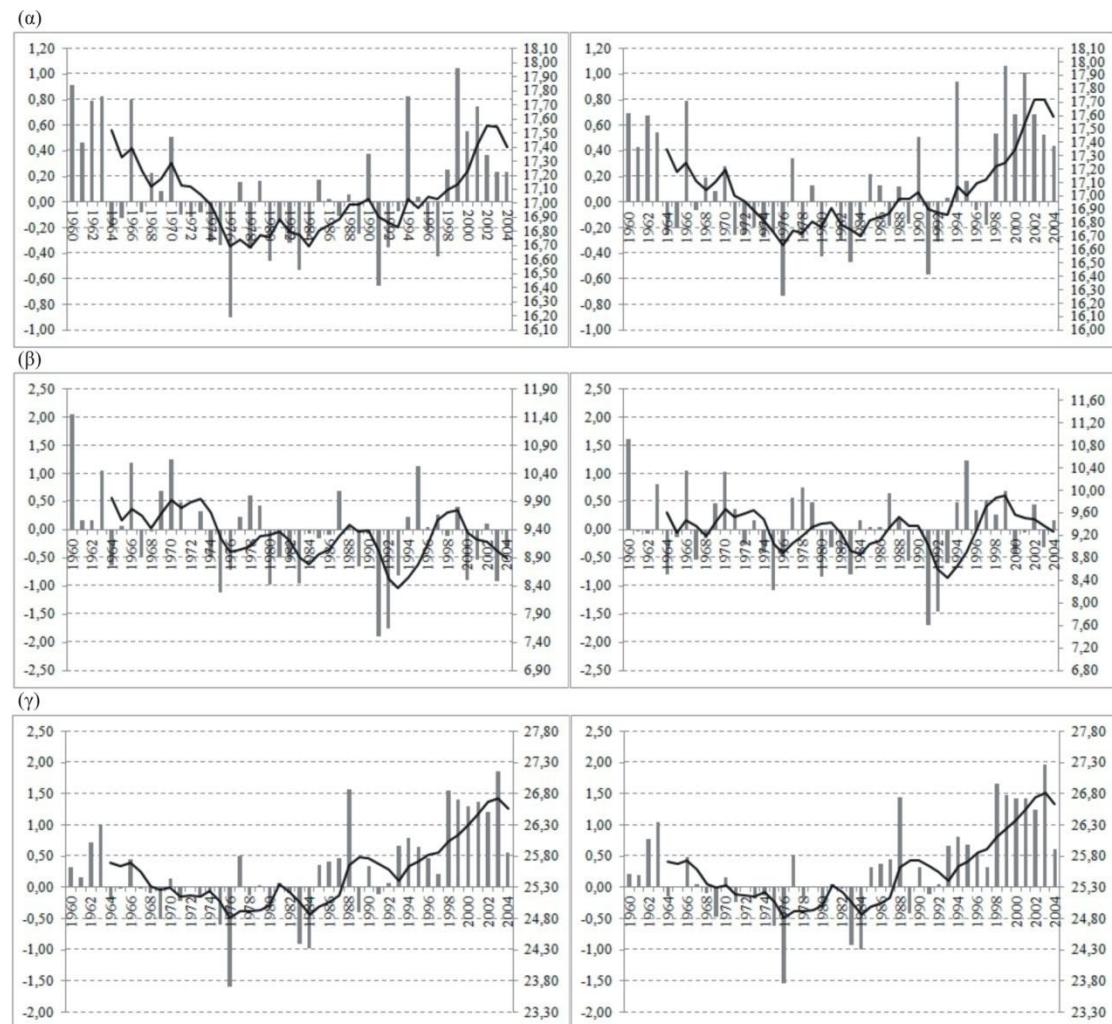
ΕΙΚΟΝΑ 7.13. Απόκλιση από τις κανονικές τιμές ($^{\circ}\text{C}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση για τις σειρές του φθινοπώρου.

Παρόμοια είναι η εικόνα των αποκλίσεων το φθινόπωρο και την άνοιξη. Με βάση τις αρχικές σειρές παρατηρείται και πάλι ανομοιογένεια όσον αφορά την κατανομή των θετικών και αρνητικών αποκλίσεων, η οποία εξομαλύνεται με βάση τις ομογενοποιημένες σειρές. Η επίδραση λοιπόν των σημείων ρήξης στις αρχικές σειρές φαίνεται καθαρά στις αποχές. Οι σταθμοί οι οποίοι είτε έχουν μετακινηθεί, είτε έχουν αλλάξει καθεστώς λειτουργίας παρουσιάζουν τέτοια σημεία ρήξης που προσδίδουν στις αρχικές σειρές τεχνητές τάσεις (θετικές ή αρνητικές) με αποτελέσματα να υπολογίζονται μεγάλες αποκλίσεις από τις κανονικές τιμές. Συμπερασματικά, οι αποχές των ομογενοποιημένων σειρών όλες τις εποχές είναι αρκετά χαμηλότερες από τις αντίστοιχες των μη ομογενοποιημένων σειρών, παρουσιάζουν καλύτερη χωρική συνέπεια και δείχνουν ότι η ομογενοποίηση των σειρών συμβάλλει στην καλύτερη κατανόηση της διακύμανσης του κλίματος στο χώρο και στο χρόνο.

Σύμφωνα με την Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (IPCC, 2007) η θέρμανση του πλανήτη είναι αδιαμφισβήτητη, με την περίοδο 1955-2006 να αποτελεί τη θερμότερη περίοδο από το 1850. Έχοντας σκοπό να εξετάσουμε την αύξηση αυτής της θερμοκρασίας στον ελλαδικό χώρο, υπολογίσαμε τις αποκλίσεις της μέσης ετήσιας και εποχικής θερμοκρασίας των ομογενοποιημένων σειρών για ολόκληρο το δίκτυο των σταθμών (δηλαδή μέση τιμή ετήσιας και εποχικής θερμοκρασίας απ' όλους τους σταθμούς ανά έτος) από την κανονική τιμή της περιόδου 1961-1990. Ίδιοι υπολογισμοί έγιναν και για τις αρχικές χρονοσειρές. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται συγκεντρωτικά στην Εικόνα 7.14. Η μαύρη γραμμή παριστάνει τον κινητό μέσο όρο 5-ετίας.

Η ανάλυση της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας των ομογενοποιημένων σειρών δείχνει ότι αρχικά υπάρχει μια θερμή περίοδος 2-3 ετών (μεταξύ 1960-1963) και στη συνέχεια αρχίζει μια περίοδος ψύξης, κατά την οποία παρουσιάζεται η μέγιστη αρνητική απόκλιση το 1976. Ωστόσο, κατά το τέλος της δεκαετίας του '90, παρατηρείται μια απότομη αύξηση της θερμοκρασίας, ενώ 5 χρόνια από το σύνολο των τελευταίων 11 ετών (1994-2004) καταγράφονται ως τα θερμότερα έτη από το 1960, με τη μέση ετήσια θερμοκρασία να βρίσκεται πάνω από τους $17,5^{\circ}\text{C}$. Εξετάζοντας τις μέσες ετήσιες θερμοκρασίες των αρχικών, μη ομογενών σειρών τα αποτελέσματα είναι λιγάκι διαφορετικά. Παρατηρούμε ότι με βάση τις αρχικές κλιματικές σειρές, η αύξηση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου γίνεται με πιο αργό ρυθμό. Επίσης, ο 5-ετής κινητός μέσος όρος των αποχών μετά την ομογενοποίηση, είναι κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου χαμηλότερος κατά $0,1^{\circ}\text{C}$ περίπου, ενώ αντίθετα είναι υψηλότερος κατά $0,1^{\circ}\text{C}$ περίπου τα

πρώτα 20 χρόνια της θερμής περιόδου και κατά $0,2^{\circ}\text{C}$ τα τελευταία 10 χρόνια (μετά το 1994).



ΕΙΚΟΝΑ 7.14. Η αριστερή στήλη αφορά αρχικές σειρές, η δεξιά στήλη τις ομογενοποιημένες. Ο αριστερός άξονας για αντιπροσωπεύει τις αποκλίσεις της θερμοκρασίας από την κανονική τιμή σε ($^{\circ}\text{C}$), ο δεξιός άξονας για αντιπροσωπεύει τις τιμές της μέσης θερμοκρασίας σε ($^{\circ}\text{C}$), (α) αποκλίσεις μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για όλο το δίκτυο των σταθμών από την κανονική τιμή 1961-1990, (β) αποκλίσεις μέσης θερμοκρασίας χειμώνα για όλο το δίκτυο των σταθμών από την κανονική τιμή 1961-1990, (γ) αποκλίσεις μέσης θερμοκρασίας καλοκαιριού για όλο το δίκτυο των σταθμών από την κανονική τιμή 1961-1990.

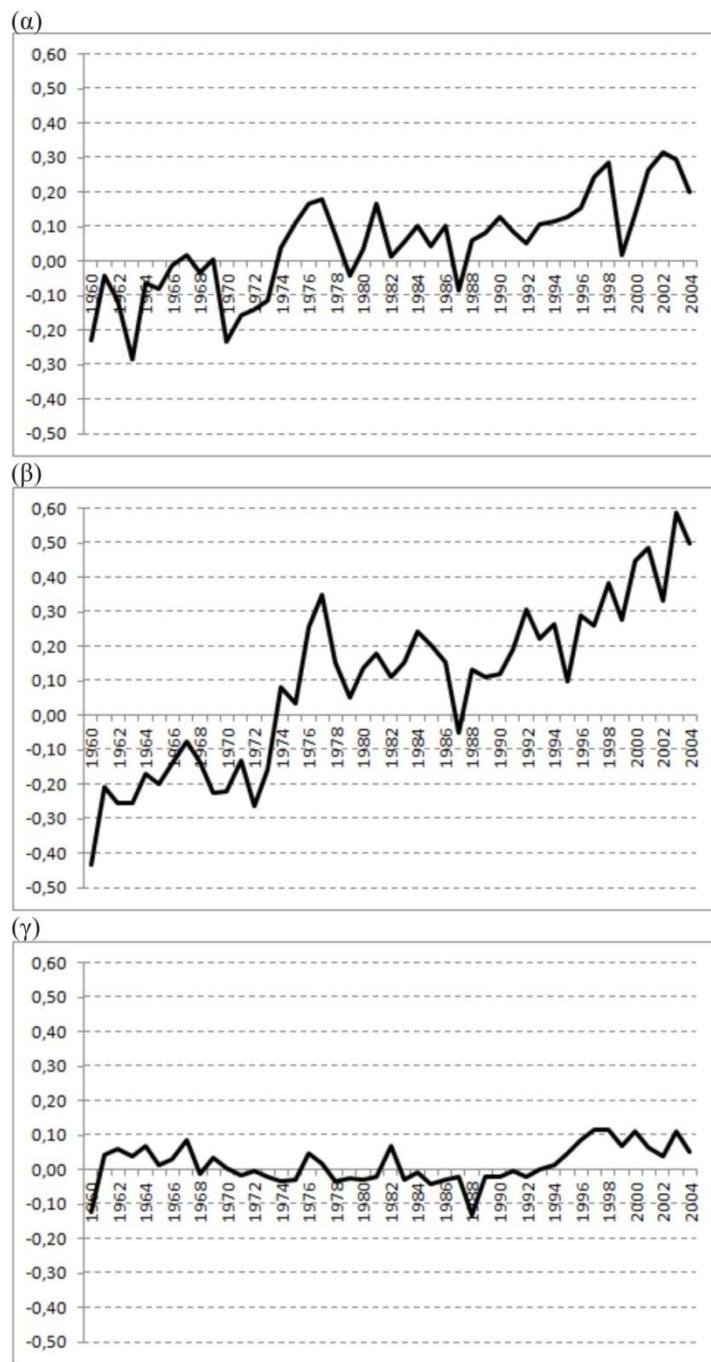
Σύμφωνα με την πορεία του κλίματος σε παγκόσμιο επίπεδο, από τις αρχές του $20^{\text{ου}}$ αιώνα η μέση θερμοκρασία αέρα αυξήθηκε κατά $0,6^{\circ}\text{C}$ περίπου. Ωστόσο, αυτή η αύξηση

δεν ήταν συνεχής. Η αύξηση αρχικά ξεκίνησε κατά την περίοδο 1920 - 1945, στη συνέχεια ακολούθησε μια περίοδος ψύξης μέχρι το 1976 και κατόπιν η μέση παγκόσμια θερμοκρασία αυξήθηκε σημαντικά (WMO, 2006). Επίσης, σύμφωνα με την ανάλυση της θερμοκρασίας του Hadley Centre, το έτος 1998 τοποθετείται ως το τρίτο θερμότερο έτος μέχρι το 2011 (θερμότερο μέχρι το 2004) με ετήσια θερμοκρασία αέρα $0,52^{\circ}\text{C}$ πάνω από την κανονική τιμή της 30-ετους περιόδου 1961-1990 (WMO, 2012). Συγκρίνοντας τώρα τα δικά μας αποτελέσματα με την πορεία του κλίματος, παρατηρούμε ότι παρόλο που το έτος 1998 δεν είναι το θερμότερο έτος για την Ελλάδα, η απόκλιση της ετήσιας θερμοκρασίας το 1998 μετά την ομογενοποίηση είναι $0,54^{\circ}\text{C}$, ενώ η αντίστοιχη αποχή για το ίδιο έτος πριν την ομογενοποίηση είναι $0,29^{\circ}\text{C}$, γεγονός που υποδηλώνει ότι τα ομογενοποιημένα αποτελέσματα συμβαδίζουν καλύτερα με την εξέλιξη του κλίματος παγκοσμίως.

Αναλύοντας την πορεία της μέσης θερμοκρασίας του καλοκαιριού, παρατηρούμε ότι ακολουθείται γενικά η τάση ψύξης που αρχίζει στα μέσα του 1960 έως τα μέσα του 1980 και εν συνεχείᾳ παρατηρείται μια άνοδος της θερμοκρασίας, η οποία εντοπίζεται κυρίως μετά το 1993. Συγκρίνοντας περαιτέρω τους κινητούς μέσους όρους 5-ετίας των αποχών πριν και μετά την ομογενοποίηση, παρατηρούμε ότι οι διαφορές είναι πολύ μικρές τα πρώτα 35 χρόνια, ενώ τα τελευταία 10 χρόνια ο κινητός μέσος όρος είναι υψηλότερος κατά $0,1^{\circ}\text{C}$ περίπου.

Παρατηρώντας επίσης την πορεία της μέσης θερμοκρασίας το χειμώνα, είναι εμφανής μια σχεδόν δεκαετής εναλλαγή ψύξης και θέρμανσης τόσο στις αρχικές, όσο και στις ομογενοποιημένες χρονοσειρές. Ωστόσο, παρατηρώντας προσεκτικότερα τα δύο διαγράμματα διακρίνεται στις ομογενοποιημένες σειρές μια θερμή περίοδος μεταξύ 1994 και 1999 η οποία δεν ήταν τόσο έντονη στις αρχικές σειρές. Επιπλέον, από τη σύγκριση των κινητών μέσων όρων 5-ετίας των αποχών, προκύπτει ότι μετά την ομογενοποίηση ο κινητός μέσος έως το 1973 είναι χαμηλότερος από τον αρχικό κατά $0,2^{\circ}\text{C}$, ενώ από το 1973 έως το 1995 είναι υψηλότερος κατά $0,1$ με $0,2^{\circ}\text{C}$ και από το 1995 και ύστερα κατά $0,3$ με $0,4^{\circ}\text{C}$. Βέβαια συγκρίνοντας όλα τα διαγράμματα, συμπεραίνουμε ότι η μεγάλη αύξηση της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας μετά το 1990 αποδίδεται κυρίως στα έντονα, πολύ θερμά καλοκαίρια, παρά στη μεταβολή της θερμοκρασίας το χειμώνα.

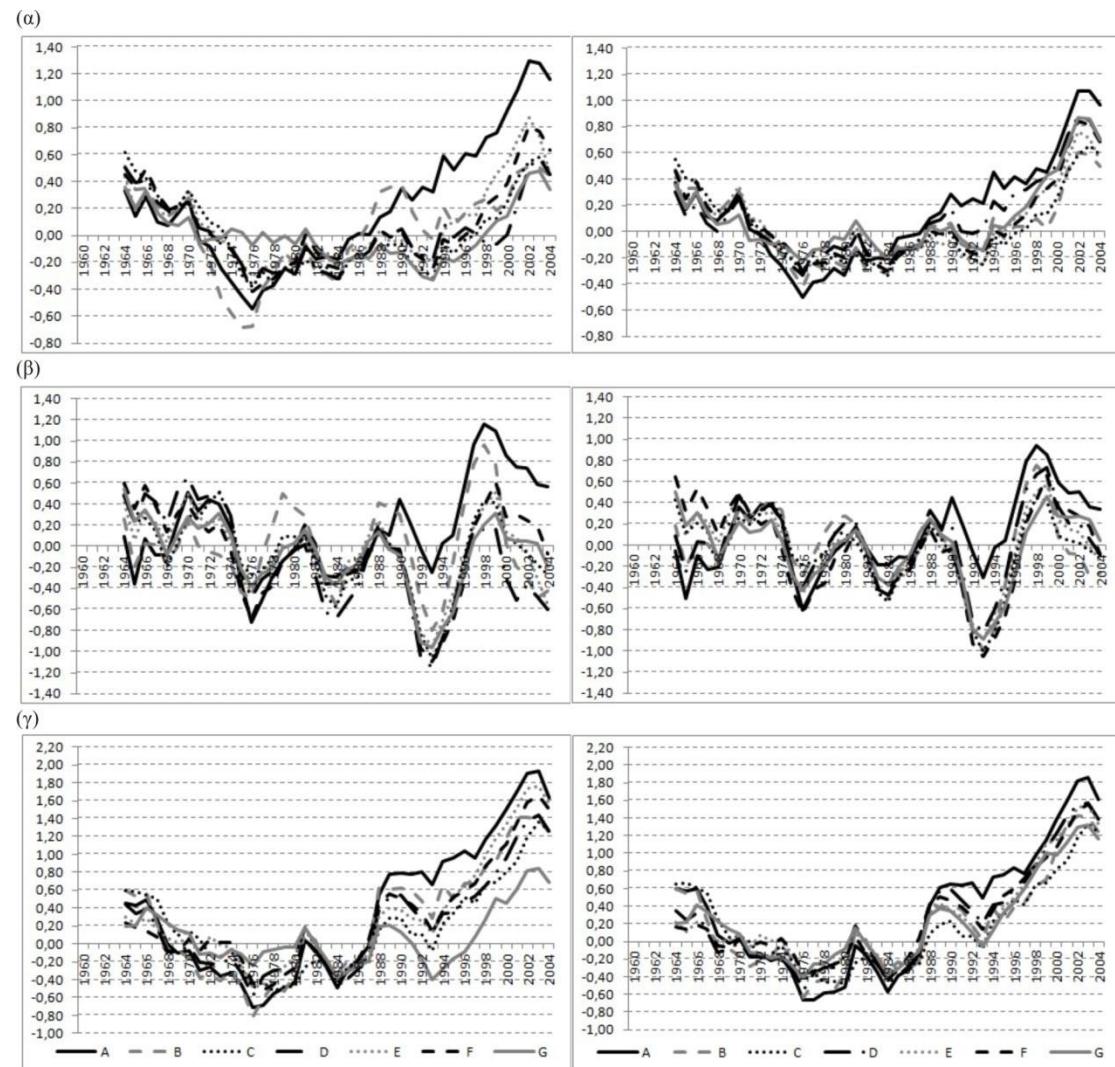
Εξετάζοντας τώρα τα κατάλοιπα των εποχικών σειρών (Εικόνα 7.15) είναι εμφανές ότι η ομογενοποίηση έχει επηρεάσει περισσότερο τις αποχές του χειμώνα παρά του καλοκαιριού.



ΕΙΚΟΝΑ 7.15. Κατάλοιπα αποχών (α) των ετήσιων σειρών, (β) των εποχικών του χειμώνα, (γ) των εποχικών του καλοκαιριού.

Η επίδραση των ανομοιογενειών σε κάθε κλιματική περιοχή φαίνεται στην Εικόνα 7.16, όπου απεικονίζονται οι 5-ετείς κινητοί μέσοι όροι των αποχών των ετήσιων και εποχικών σειρών του χειμώνα και του καλοκαιριού πριν και μετά την ομογενοποίηση σε κάθε κλιματική περιοχή. Οι αποχές υπολογίστηκαν με βάση την περίοδο αναφοράς 1961-1990. Αυτό που παρατηρείται είναι ότι το εύρος των αποχών μεταξύ των κλιματικών

περιοχών ειδικά μετά το 1987 είναι αρκετά μεγαλύτερο στις μη ομογενοποιημένες εποχικές και ετήσιες σειρές απ' ότι στις ομογενοποιημένες. Αν αναλογιστούμε ότι τα περισσότερα σημεία ρήξης εντοπίστηκαν μεταξύ 1975-1992 (Εικόνα 7.3) συμπεραίνουμε ότι αυτά προκάλεσαν την αύξηση του εύρους των αποχών μεταξύ των περιοχών. Επομένως, οι ομογενοποιημένες σειρές παρουσιάζουν καλύτερη χωρική και χρονική συνέπεια σε σχέση με τις μη ομογενοποιημένες.



ΕΙΚΟΝΑ 7.16. Πενταετείς κινητοί μέσοι όροι αποχών μέσης θερμοκρασίας με βάση την περίοδο αναφοράς 1961-1990 σε κάθε κλιματική περιοχή πριν και μετά την ομογενοποίηση. Η αριστερή στήλη αφορά τις αρχικές (μη-ομογενείς) σειρές και η δεξιά τις ομογενοποιημένες, ενώ (α) ετήσιες σειρές, (β) εποχικές σειρές του χειμώνα, (γ) εποχικές σειρές του καλοκαιριού.

7.3.2 Κανονικές Τιμές

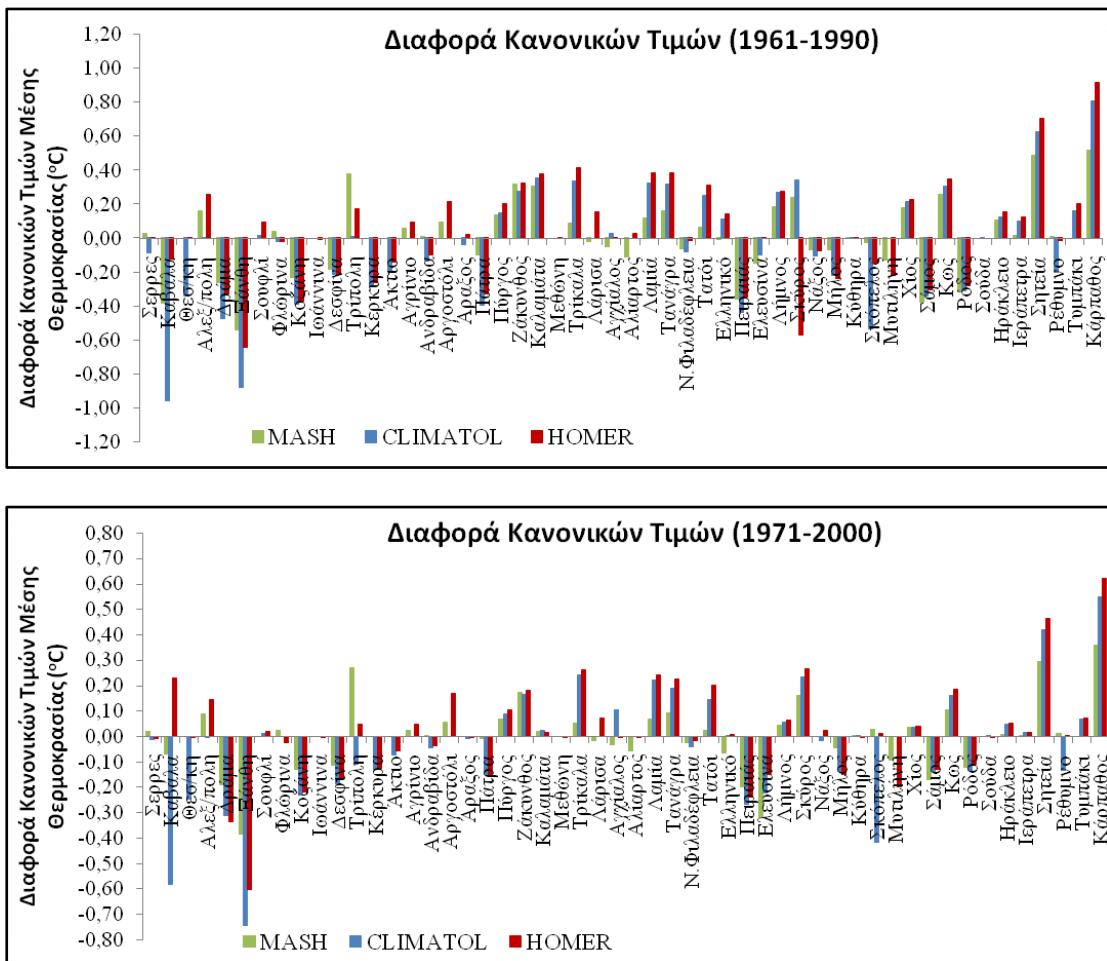
Οι κανονικές τιμές θεωρούνται πολύ σημαντικές στην αποτίμηση της κλιματικής αλλαγής καθώς εξυπηρετούν δύο βασικούς σκοπούς: α) χρησιμοποιούνται ως τιμές αναφοράς έναντι των οποίων συγκρίνονται οι παρατηρήσεις μιας συγκεκριμένης χρονικής περιόδου β) χρησιμοποιούνται ως πρόβλεψη των πιθανών κλιματικών συνθηκών που θα υποστεί μία περιοχή (Kriging, 2007). Ο WMO συνιστά τη χρησιμοποίηση μιας 30-ετίας ως κανονική περίοδο ξεκινώντας από την περίοδο 1921-1950.

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή υπολογίσαμε τις κανονικές τιμές των ετήσιων σειρών μέσης θερμοκρασίας για κάθε σταθμό πριν και μετά την ομογενοποίηση με τις MASH, CLIMATOL και HOMER και στη συνέχεια υπολογίσαμε τις διαφορές των κανονικών τιμών (αρχικές-ομογενοποιημένες σειρές). Ο υπολογισμός των κανονικών τιμών πραγματοποιήθηκε για τις δύο πιο πρόσφατες κανονικές περιόδους που καλύπτουν τα δεδομένα μας (1961-1990 και 1971-2000). Για τους σταθμούς για τους οποίους υπήρχαν ελλιπή δεδομένα (περισσότερο από 3 ετήσιες τιμές) στις αρχικές σειρές κατά τις δύο τριακονταετίες χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές με τις οποίες συμπληρώθηκαν πριν την ομογενοποίηση (η συπλήρωση των ελλείπουσων τιμών ενός σταθμού έγινε με τη βοήθεια των τιμών των γειτονικών, καλά συσχετισμένων σταθμών του, χρησιμοποιώντας συντελεστές βάρους). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται σε δύο γραφήματα στην Εικόνα 7.17.

Παρατηρούμε ότι η μέγιστη θετική διαφορά των κανονικών τιμών την περίοδο 1961-1990 για τη μέθοδο MASH ήταν $0,54^{\circ}\text{C}$, για την CLIMATOL $0,81^{\circ}\text{C}$ και για τη HOMER $0,91^{\circ}\text{C}$. Ενώ, οι ελάχιστες αρνητικές διαφορές ήταν $-0,54^{\circ}\text{C}$, $-0,96^{\circ}\text{C}$ και $-0,64^{\circ}\text{C}$. Επίσης λαμβάνοντας υπόψη όλες τις διαφορές των κανονικών τιμών κατά απόλυτη τιμή, η διάμεσος των διαφορών ήταν $0,14^{\circ}\text{C}$ για τη MASH και $0,22^{\circ}\text{C}$ για τις άλλες δύο μεθόδους, ενώ το 75 % των τιμών διαφοράς ήταν πάνω από περίπου $0,02^{\circ}\text{C}$ για τις MASH και CLIMATOL και $0,07^{\circ}\text{C}$ για τη HOMER. Τέλος οι μεγαλύτερες διαφορές στις κανονικές τιμές παρατηρούνται στην Κάρπαθο, στη Σητεία, στην Καβάλα και στην Ξάνθη.

Όσον αφορά τις διαφορές των κανονικών τιμών την πιο πρόσφατη 30-ετή περίοδο (1971-2000) ήταν μικρότερες από ότι την προηγούμενη περίοδο (1961-2000). Αυτό είναι λογικό αν λάβει κανείς υπόψη ότι τα περισσότερα σημεία ρήξης ήταν μεταξύ 1975-1992 και κατ' ακολουθία οι χρονοσειρές διορθώθηκαν με βάση την πιο πρόσφατη ομογενή περίοδο. Η μέγιστη διαφορά κατά απόλυτη τιμή ήταν $0,4^{\circ}\text{C}$ για τη MASH και $0,6^{\circ}\text{C}$ με $0,7^{\circ}\text{C}$ για τις

CLIMATOL και HOMER αντίστοιχα, ενώ η μέση τιμή ήταν περίπου $0,1^{\circ}\text{C}$ και για τις τρεις μεθόδους.



ΕΙΚΟΝΑ 7.17. Διαφορά κανονικών τιμών ετήσιας μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) ανά σταθμό (αρχική - ομογενοποιημένη τιμή), (πάνω) κανονική περίοδος 1961-1990, (κάτω) κανονική περίοδος 1971-2000.

Αυτές οι διαφορές των κανονικών τιμών δείχνουν έντονα ότι όταν στον υπολογισμό των κανονικών τιμών χρησιμοποιούνται μη ομογενοποιημένες τιμές μέσης θερμοκρασίας, τότε ένα μέρος των δεδομένων ή όλα τα δεδομένα δεν είναι πλήρως αντιπροσωπευτικά των κλιματικών συνθηκών μιας συγκεκριμένης περιοχής. Ως εκ τούτου, μειώνεται η προγνωστική ικανότητα των κανονικών τιμών, αλλά και η καταλληλότητά τους να χρησιμοποιηθούν ως τιμές αναφοράς.

7.3.3 Αναθεώρηση της Κλιματικής Κατάταξης κατά Köppen του Ελληνικού χώρου

Η κλιματική κατάταξη Köppen αναπτύχθηκε αρχικά από τον Γερμανό επιστήμονα Vladimir Köppen και ακόμη χρησιμοποιείται ευρέως, ενώ έχουν δημοσιευθεί και διάφορες αναθεωρήσεις (Kottek et al., 2006; Peel et al., 2007). Περισσότερες πληροφορίες σχετικά με την κλιματική ταξινόμηση Köppen δίνονται στο κεφάλαιο 4.

Εδώ, εξετάσαμε την κλιματική κατάταξη των σταθμών μετά την ομογενοποίηση με βάση την αναθεώρηση κατά Kottek et al. (2006). Για τις ανάγκες αυτής της έρευνας χρησιμοποιήσαμε τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας και τις χρονοσειρές υετού για την περίοδο 1960-2004. Να σημειώσουμε ότι οι χρονοσειρές υετού χρησιμοποιήθηκαν ως έχουν, δηλαδή χωρίς να ελεγχθούν ως προς την ομοιογένειά τους. Σύμφωνα με τις αρχικές, μη ομογενοποιημένες σειρές όλοι οι σταθμοί ανήκουν στον τύπο κλίματος CSa, δηλαδή έχουν εύκρατο κλίμα με ξηρό και πολύ θερμό θέρος, εκτός από έξι συνολικά σταθμούς. Συγκεκριμένα με βάση τις αρχικές σειρές, τρεις σταθμοί της Μακεδονίας (Σέρρες, Φλώρινα και Κοζάνη) ανήκουν στον τύπο κλίματος Cfa, δηλαδή έχουν εύκρατο κλίμα, χωρίς ξηρή εποχή, με πολύ θερμό θέρος. Η Θεσσαλονίκη και η Λάρισα, ανήκουν στον τύπο κλίματος BSk, δηλαδή έχουν ξηρό και ψυχρό κλίμα στέπας, ενώ ο σταθμός του Πειραιά ανήκει στον τύπο BSh, παρουσιάζει δηλαδή ξηρό και θερμό κλίμα στέπας. Όσον αφορά τις ομογενοποιημένες τιμές μέσης θερμοκρασίας φαίνεται ότι ο σταθμός της Καβάλας αλλάζει τύπο κλίματος από CSa σε BSk, δηλαδή από εύκρατο σε ξηρό και ψυχρό κλίμα στέπας. Επίσης, οι σταθμοί του Ελληνικού και της Ελευσίνας είναι στο όριο της αλλαγής τύπου από CSa σε BSh, δηλαδή από εύκρατο κλίμα σε ξηρό και θερμό κλίμα στέπας.

7.4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΑΣΕΩΝ, ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ ΜΕΣΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Έχουν αναφερθεί στην Εισαγωγή (Παράγραφος 1.1 Κίνητρα) πολυάριθμες μελέτες που έχουν αφιερωθεί στην ανάλυση των μεταβολών της θερμοκρασίας στην περιοχή της Ευρώπης και ειδικά της Μεσογείου. Πολλές από αυτές τις μελέτες επικεντρώθηκαν στην προσπάθεια ανάλυσης των θερμοκρασιακών τάσεων που επικρατούν στην Ελλάδα, δεδομένου ότι η περιοχή αυτή διαφοροποιείται από την υπόλοιπη Ευρώπη. Σε αυτή την παράγραφο γίνεται πρώτα μια ιστορική αναδρομή σε παλαιότερες κλιματικές μελέτες σχετικές με την ανάλυση των τάσεων θερμοκρασίας στη χώρα μας και κατόπιν υπολογίζονται και αναλύονται οι διακυμάνσεις και οι τάσεις της μέσης θερμοκρασίας των αρχικών και ομογενοποιημένων σειρών. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν συγκρίνονται με εκείνα των προηγούμενων κλιματικών μελετών.

7.4.1 Αναφορά σε Παλαιότερες Κλιματικές Μελέτες

Η ιδιαιτερότητα της Ελλάδας, εξαιτίας της μοναδικής της γεωγραφικής θέσης και της ύπαρξης ποικίλων μικροκλιμάτων έχει αποτελέσει αντικείμενο πολλών κλιματικών μελετών όπως (Karapiperis, 1954; Arseni-Papadimitriou, 1973; Giles and Flocas, 1984; Katsoulis, 1987; Arseni-Papadimitriou and Maher, 1991; Metaxas, 1991; Bartzokas and Metaxas, 1995; Proedrou et al., 1997; Makrogiannis et al., 1998; Retalis et al., 1998; Sakellariou et al., 2000; Feidas et al., 2004; Founda et al., 2004; Akylas et al., 2005; Repapis, 2007; Good et al., 2008; Philandras et al., 2008; Founda, 2011).

Αναλυτικότερα, ο Karapiperis το 1954 μελέτησε την πορεία της θερμοκρασίας στην Αθήνα, την περίοδο από το 1852 έως το 1952 εξετάζοντας τις παρατηρήσεις από το σταθμό του Θησείου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΕΑΑ) και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι, ενώ η θερμοκρασία το χειμώνα παρουσίαζε μια συνεχώς ανοδική πορεία (περίπου 0,9 °C) σε όλο το διάστημα της εξεταζόμενης περιόδου, η θερμοκρασία το καλοκαίρι είχε πτωτική τάση (περίπου 0,7 °C) κατά το πρώτο μισό της περιόδου και μια ανοδική (περίπου 1,0 °C) μετά από αυτό. Επισημάνθηκε επίσης ότι η ταχεία αύξηση του πληθυσμού της Αθήνας επηρέασε εν μέρει τις τάσεις της θερμοκρασίας. Στη μελέτη που πραγματοποιήθηκε από την Arseni-Papadimitriou το (1973) μελετήθηκαν οι διακυμάνσεις και οι τάσεις της θερμοκρασίας του αέρα από το σταθμό του ΕΑΑ μεταξύ 1858 και 1972 και αναφέρθηκε μια μικρή αυξητική τάση της θερμοκρασίας η οποία αποδόθηκε στην

επέκταση της πόλης των Αθηνών. Οι Giles and Flocas το (1984) εξέτασαν τα αρχεία της θερμοκρασίας της Αθήνας, της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης, για χρονικό διάστημα 80 ετών και διαπιστώθηκε ότι η δεκαετία του 1970 ήταν η πιο κρύα περίοδος και οφείλονταν κυρίως στα πιο κρύα καλοκαίρια και φθινόπωρα. Επιπλέον, οι τρεις σταθμοί παρουσίασαν αρνητική εποχιακή και ετήσια τάση κατά τη διάρκεια του 1945-1981, εκτός από το σταθμό των Αθηνών, που έδειξε μια μη στατιστικά σημαντική θετική τάση κατά τη διάρκεια της άνοιξης. Επιπλέον, η ανάλυση των τάσεων της χρονοσειράς της θερμοκρασίας της Αθήνας από τον Katsoulis (1987) οδήγησε στα ίδια συμπεράσματα, με τις τάσεις να παραμένουν σταθερές ή να μειώνονται κατά τη διάρκεια του 1966-1982. Εξετάζοντας τις ετήσιες τιμές θερμοκρασίας στην Αθήνα κατά τη διάρκεια του 1858 - 1985, οι Arseni-Papadimitriou and Maher (1991) έδειξαν ότι δεν υπάρχει απότομη κλιματική αλλαγή προς μια θερμή περίοδο. Στην ίδια μελέτη, αναφέρθηκε επίσης ότι οι θερμοκρασίες του καλοκαιριού τα τελευταία 15 χρόνια της εξεταζόμενης περιόδου ήταν χαμηλότερες από το μέσο όρο, ενώ οι θερμοκρασίες το χειμώνα τα τελευταία 35 χρόνια ήταν υψηλότερες από τη μέση τιμή. Οι Metaxas et al. (1991) διαπίστωσαν ότι η σειρά ελάχιστης θερμοκρασίας στην Αθήνα έχει πτωτική τάση την περίοδο 1970-1990, ενώ η μέγιστη σειρά παρουσιάζει σημαντική άνοδο μετά τα μέσα της δεκαετίας του 1970. Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε συμφωνία με την εργασία των Bartzokas and Metaxas (1995), οι οποίοι έδειξαν ότι η εποχική σειρά θερμοκρασίας το χειμώνα στην Αθήνα, σε αντίθεση με την εποχική του καλοκαιριού, δεν παρουσιάζει καμία σημαντική τάση έως το 1992. Επιπλέον, οι Proedrou et al. (1997) έχουν καταλήξει σε παρόμοια αποτελέσματα δείχνοντας μια γενική τάση ψύξης στην ετήσια και στην εποχιακή σειρά της μέσης θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια 1951-1993, με εξαίρεση ορισμένους σταθμούς σε αστικές περιοχές όπου η τάση αύξησης της θερμοκρασίας εντοπίστηκε μετά τα μέσα της δεκαετίας του 1970. Παρόμοια αποτελέσματα έχουν αναφερθεί και στη μελέτη των Makrogiannis et al. (1998) όπου αναλύθηκε η θερμοκρασία χρονοσειρών του αέρα στη Θεσσαλονίκη και διαπιστώθηκε ότι δεν υπάρχει τάση θέρμανσης τον 20° αιώνα, επισημάνθηκε όμως μια σταδιακή αύξηση της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας μετά το 1980. Επίσης, παρόμοια αποτελέσματα έχουν ληφθεί από τους Retalis et al. (1998) που μελέτησαν τη χρονοσειρά της θερμοκρασίας στη νοτιοανατολική Ελλάδα. Οι Sakellariou et al. (2000) εξέτασαν τη μέση μηνιαία σειρά της θερμοκρασίας κατά την περίοδο 1960-1990 από το σταθμό του ΕΑΑ με σκοπό την ανίχνευση τάσεων και περιοδικότητων και διαπίστωσαν ότι τους περισσότερους μήνες δεν υπάρχει στατιστικά σημαντική τάση. Σε συμφωνία με τους προηγούμενους ερευνητές, οι Feidas et al. (2004) από την εξέταση των ετήσιων σειρών θερμοκρασίας δε βρήκαν ούτε τάση θέρμανσης, ούτε

ψύξης, όμως από την εξέταση των εποχικών σειρών του χειμώνα και του καλοκαιριού εντοπίζονται τάσεις ψύξης και θέρμανσης αντίστοιχα οι οποίες όμως δεν είναι στατιστικά σημαντικές. Μια συνεχιζόμενη τάση προς θερμότερα καλοκαίρια από τα μέσα της δεκαετίας του 1980 έχει αναγνωριστεί από τους Akylas et al. (2005), ενώ το 2003 έχει καταγραφεί ως το θερμότερο καλοκαίρι στην Αθήνα έως το 2004, ενώ μετά από αυτό ακολούθησε ένα ακόμη θερμότερο καλοκαίρι, αυτό του 2007. Οι Repapis et al. (2007) διερευνούν αν η απότομη αύξηση της θερμοκρασίας που παρατηρείται κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών στη χρονοσειρά του Θησείου, σταθμού του ΕΑΑ, αποτελεί ένδειξη της κλιματικής αλλαγής ή είναι αποτέλεσμα της αστικής θερμικής νησίδας ή της ύπαρξης ανομοιογενειών στην αρχική σειρά. Το συμπέρασμα στο οποίο καταλήγουν είναι ότι υπάρχει μια σταδιακή αύξηση της μέσης θερμοκρασίας μεταξύ 1970-1990 της τάξεως των 0,3-0,4 °C η οποία αποδίδεται στο φαινόμενο της αστικής θερμικής νησίδας, ενώ μια μεγάλη αύξηση (~0,7 °C) που παρατηρήθηκε στα μέσα της δεκαετίας του '90 οφείλεται σε ύπαρξη ανομοιογένειας. Ως εκ τούτου, τα δεδομένα του σταθμού του Θησείου θα πρέπει να χρησιμοποιούνται με προσοχή γιατί η αύξηση της θερμοκρασίας μετά το 1995 δεν ανταποκρίνεται σε πραγματική κλιματική αλλαγή, καθώς η ύπαρξη ανομοιογένειας εισήγαγε μια τεχνητή τάση στη χρονοσειρά. Σε μια πιο πρόσφατη μελέτη, οι Good et al. (2008) έδειξαν ότι υπάρχουν σαφείς ενδείξεις τάσεων (αυξητικών για κάποιους μήνες και πτωτικών για κάποιους άλλους) στο Αιγαίο, ωστόσο αυτές αφορούν συγκεκριμένους μήνες του έτους και ορισμένες υποπεριοχές του Αιγαίου. Επιπλέον, η περίοδος ψύξης που ανιχνεύθηκε για τη Μεσόγειο μεταξύ του 1950 και 1970, στην Ελλάδα είναι ισχυρότερη το Νοέμβριο και ασθενέστερη το Δεκέμβριο. Τέλος, στην εργασία των (Philandras et al., 2008) η δεκαετία του 1970 καταγράφηκε ως η ψυχρότερη δεκαετία της χώρας.

Η κλιματική αλλαγή στην Αθήνα κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών έχει συζητηθεί σε δύο μελέτες που ανέλυσαν τα αρχεία της θερμοκρασίας του σταθμού του ΕΑΑ (Founda et al., 2004; Founda, 2011). Το αξιοσημείωτο χαρακτηριστικό της σειράς της μέσης θερμοκρασίας είναι η σημαντική διαφοροποίηση που παρατηρείται στις τάσεις μεταξύ χειμώνα και καλοκαιριού. Συγκεκριμένα, η μέση θερμοκρασία το καλοκαίρι στην Αθήνα αυξάνεται συνεχώς τις τελευταίες δεκαετίες (περίπου 1 °C/ανά δεκαετία), ενώ η μέση θερμοκρασία του χειμώνα έχει αυξηθεί ελαφρώς. Επιπλέον, η επίδραση της αστικής θερμικής νησίδας στην Αθήνα έχει συζητηθεί στις εργασίες των (Katsoulis and Theoharatos, 1985; Repapis and Metaxas, 1985; Chronopoulou-Sereli, 1993; Philandras et al., 1999, Mihalakakou et al., 2002). Τέλος, η αύξηση της θερμικής δυσφορίας το καλοκαίρι στην Αθήνα κατά την περίοδο 1966- 1995 συζητήθηκε από τους McGregor et al. (2002).

Παρ' όλα αυτά, λίγες από τις παραπάνω μελέτες καλύπτουν μια εκτεταμένη γεωγραφική περιοχή και ακόμη λιγότερες βασίζονται σε ένα ομογενοποιημένο σύνολο δεδομένων. Οι Proedrou et al. (1997) αναφέρουν ότι η ομοιογένεια των δεδομένων αποδεικνύεται από την επιλογή των σταθμών που μελετήθηκαν, καθώς οι συγκεκριμένοι σταθμοί δεν έχουν μετακινηθεί κατά τη διάρκεια της εξεταζόμενης περιόδου, επιχείρημα όχι ισχυρό διότι, όπως αναλύσαμε και στην εισαγωγή της παρούσας διατριβής, η μετακίνηση ενός σταθμού είναι ένα από τα αίτια εισαγωγής μη κλιματικών τάσεων στις χρονοσειρές, αλλά όχι το μοναδικό. Οι Feidas et al. (2004) αναφέρουν ότι εξετάστηκε η ομοιογένεια των δεδομένων τους χρησιμοποιώντας τον έλεγχο Alexandersson (Alexandersson, 1986). Ωστόσο στη μελέτη αυτή, επελέγησαν τέσσερις σταθμοί (Αλεξανδρούπολη, Ηράκλειο, Μυτιλήνη, Μεθώνη) ως σταθμοί αναφοράς με την εκ των προτέρων υπόθεση ότι οι χρονοσειρές τους είναι ομογενείς. Σύμφωνα όμως με τα αποτελέσματα ομογενοποίησης της παρούσας διατριβής, πέραν της Μεθώνης για την οποία δεν εντοπίσαμε κανένα σημείο ρήξης με κάποια μέθοδο, η *a priori* ομοιογένεια των υπολοίπων σταθμών και ειδικά του Ηρακλείου είναι υπό αμφισβήτηση. Τέλος στη μελέτη των Repapis et al. (2007) η ύπαρξη των ανομοιογενειών ερευνήθηκε χρησιμοποιώντας τον έλεγχο Alexandersson (SNHT) και τον έλεγχο Easterling and Peterson (1995). Για το σκοπό αυτό, οι συγγραφείς χρησιμοποίησαν τις χρονοσειρές θερμοκρασίας 3 σταθμών της ΕΜΥ και συγκεκριμένα των σταθμών Ελληνικό, Τατόι και Ν. Φιλαδέλφεια για την περίοδο 1956-2001. Ωστόσο, οι έλεγχοι που χρησιμοποιήθηκαν από τους Repapis et al. (2007) απαιτούν την ύπαρξη ομογενούς σειράς αναφοράς. Σύμφωνα όμως με τα δικά μας αποτελέσματα οι σταθμοί που αποτέλεσαν σταθμούς αναφοράς δεν μπορούν να θεωρηθούν ομοιογενείς, αφού όλες οι μέθοδοι που εφαρμόσαμε (HOMER, MASH και CLIMATOL) ανιχνεύουν σημεία ρήξης, τα οποία μάλιστα για τους σταθμούς Ελληνικό και Ν. Φιλαδέλφεια επιβεβαιώνονται από τα μεταδεδομένα. Επίσης, σύμφωνα με τον Domonkos (2013), η ικανότητα ανίχνευσης του ελέγχου Alexandersson μειώνεται στο 40-45 % για μικρά σημεία ρήξης ενώ εκείνη της MASH είναι περίπου 65 %. Αυτό σημαίνει ότι πιθανόν να παραμένουν στη σειρά θερμοκρασίας του Θησέου (σταθμός ΕΑΑ) και άλλα μικρότερα σημεία ρήξης. Επιπλέον, οι Venema et al. (2012) έδειξαν ότι ο έλεγχος Alexandersson χαρακτηρίζεται από σχετικά χαμηλή ικανότητα ανίχνευσης ανομοιογενειών, ενώ οι MASH, ACMANT και PRODIGE (η HOMER βασίζεται σε ACMANT και PRODIGE), συγκαταλέγονται μεταξύ των καλύτερων μεθόδων ομογενοποίησης.

7.4.2 Έλεγχος Mann- Kendall και Μέθοδος Sen

Man Kendall Test

Προκειμένου να εντοπιστούν οι πιθανές τάσεις στις χρονοσειρές θερμοκρασίας, εφαρμόσαμε το μη παραμετρικό έλεγχο Mann - Kendall στις ομογενοποιημένες σειρές. Ο έλεγχος αυτός χρησιμοποιείται ευρέως για την ανάλυση των τάσεων και αναπτύχθηκε από τους Mann (1945) και Kendall (1975). Η υπόθεση που γίνεται είναι ότι οι παρατηρήσεις θερμοκρασίας X_i προκύπτουν από μία συνεχή μονότονη (αύξουσα ή φθίνουσα) συνάρτηση του χρόνου $f(t_i)$ ακολουθώντας το μοντέλο $X_i = f(t_i) + \varepsilon_i$ όπου ε_i τα κατάλοιπα τα οποία προέρχονται από την ίδια κατανομή με μέσο 0. Η μηδενική υπόθεση (H_0) είναι ότι παρατηρήσεις είναι τυχαία κατανεμημένες στο χρόνο, ενώ η εναλλακτική υπόθεση (H_1) ότι υπάρχει τάση στα δεδομένα (αύξουσα ή φθίνουσα). Η στατιστική συνάρτηση που χρησιμοποιείται για τον έλεγχο υποθέσεων εξαρτάται από το πλήθος των δεδομένων και από την τυχόν έντονη αλληλεξάρτηση τους και δίνεται από τον Gilbert (1987):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(X_j - X_i) \text{ όπου } \text{sign}(X_j - X_i) = \begin{cases} 1 & \text{if } X_j - X_i > 0 \\ 0 & \text{if } X_j - X_i = 0 \\ -1 & \text{if } X_j - X_i < 0 \end{cases}$$

Η διακύμανση $Var(S)$ για τη στατιστική συνάρτηση S ορίζεται ως εξής:

$$Var(S) = \sigma^2 = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum t_i(i)(i-1)(2i+5)}{18}$$

Η στατιστική σημαντικότητα των τάσεων αξιολογείται από τη σύγκριση με την τιμή της τυποποιημένης κανονικής κατανομής Z που αντιστοιχεί σε ένα επίπεδο σημαντικότητας α .

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma} & \text{for } S > 0 \\ 0 & \text{for } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sigma} & \text{for } S < 0 \end{cases}$$

Θετικές τιμές της συνάρτησης Z υποδηλώνουν την ύπαρξη αύξουσας τάσης, ενώ αρνητικές την ύπαρξη φθίνουσας τάσης.

Μέθοδος του Sen

Η πιο δημοφιλής μη παραμετρική τεχνική για την εκτίμηση μιας γραμμικής τάσης είναι η μέθοδος του Sen, η οποία υποθέτει ότι τα δεδομένα ακολουθούν την ακόλουθη εξίσωση και προκύπτουν από την συνάρτηση $f(t) = Qt + B_i$ η οποία έχει ως ανεξάρτητη μεταβλητή τον χρόνο t . Η μεταβλητή Q εκφράζει την κλίση της τάσης και η B είναι η

σταθερά της εξίσωσης. Η εκτίμηση της κλίσης της τάσης προκύπτει από την ακόλουθη εξίσωση (Gilbert, 1987):

$$Q = \frac{X_{i'} - X_i}{i' - i}$$

όπου Q η κλίση μεταξύ των σημείων $X_{i'}$ και X_i , αν υπάρχουν n τιμές X_i , τότε υπάρχουν N εκτιμήσεις τάσεων Q_i . Η εκτιμήτρια της κλίσης της τάσης του Sen ορίζεται ως η διάμεσος των Q_i , που τίθενται σε διάταξη από τη μικρότερη στη μεγαλύτερη:

$$Q = \begin{cases} Q_{[(N+1)/2]}, \text{εάν } \tau o N \text{είναι περιττός αριθμός} \\ \frac{1}{2}(Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}), \text{εάν } \tau o N \text{είναι άρτιος αριθμός} \end{cases}$$

Τελικά, το διάστημα εμπιστοσύνης της κλίσης της τάσης υπολογίζεται με τη βοήθεια μιας μη παραμετρικής τεχνικής βασισμένης στην κανονική κατανομή. Τα όρια του διαστήματος για ένα συγκεκριμένο επίπεδο εμπιστοσύνης εξαρτώνται από τη συνάρτηση C_α :

$$C_\alpha = Z_{1-\alpha/2} \sqrt{VAR(S)}$$

Το κάτω όριο (M1) και το άνω (M2 + 1) ορίζονται από:

$$M1 = \frac{N - C_\alpha}{2} \text{ and } M2 = \frac{N + C_\alpha}{2}$$

Σε αυτήν την έρευνα, ελέγχαμε τη στατιστική σημαντικότητα των τάσεων σε τέσσερα επίπεδα εμπιστοσύνης ($\alpha=0,001$, $\alpha=0,01$, $\alpha=0,05$, $\alpha=0,1$). Όλες οι διαδικασίες ανίχνευσης τάσης εφαρμόστηκαν σε αμφότερες ετήσιες και εποχικές χρονοσειρές για διαφορετικές χρονικές περιόδους. Αρχικά εφαρμόσαμε τη διαδικασία σε ολόκληρο το αρχείο (περίοδος 45 ετών) και στη συνέχεια στα πρώτα 17 έτη (1960-1976), όταν δηλαδή στο Βόρειο Ημισφαίριο παρουσιάστηκε μια γενική ψύξη και κατόπιν στα τελευταία 28 έτη (1977-2004), όταν δηλαδή στο Βόρειο Ημισφαίριο επικράτησε μια γενική τάση θέρμανσης. Επιπροσθέτως, υπολογίσαμε για κάθε σταθμό τις μηνιαίες τάσεις της μέσης θερμοκρασίας.

7.4.3 Μέθοδος CUSUM

Τη δεκαετία του '70 εισήχθησαν κάποια νέα διαγράμματα για τον εσωτερικό έλεγχο των δεδομένων που βασίζονταν στη δημιουργία ενός συσσωρευτικού αθροιστικού διαγράμματος ή πιο απλά ενός αθροιστικού διαγράμματος (CUmulativeSUM – CUSUM). Το διάγραμμα CUSUM επινοήθηκε από το Βρετανό χημικό Page (1961) και χρησιμοποιήθηκε

κυρίως στην ανίχνευση μικρών συστηματικών σφαλμάτων, μικρών εκτροπών δηλαδή από την μέση τιμή.

Αν υποθέσουμε ότι οι διαδοχικές παρατηρήσεις x_j , $j=1,2,\dots,n$ παριστάνουν τις παρατηρούμενες τιμές τότε δημιουργούνται δύο συσσωρευτικά αθροίσματα, το πάνω αθροισμα C_j^+ και κάτω αθροισμα C_j^- , που υπολογίζονται από τις ακόλουθες εξισώσεις:

$$C_j^+ = \max[0, x_j - (\mu + K) + C_{j-1}^+]$$

$$C_j^- = \max[0, (\mu - K) - x_j + C_{j-1}^-]$$

όπου $C_0^+ = C_0^- = 0$, μ η μέση τιμή των ορίων ελέγχου και K η τιμή αναφοράς που επηρεάζει το διάγραμμα και ορίζεται από τον τύπο $K=k\sigma$, όπου σ η τυπική απόκλιση και k μια σταθερά της οποίας η τιμή συνήθως λαμβάνεται κοντά στο 0,5. Τα αθροίσματα C_j^+ , C_j^- υπολογίζονται από τις διαφορές των τιμών ελέγχου x_j από τη μέση τιμή εφόσον αυτές είναι μεγαλύτερες από την τιμή αναφοράς K . Κάθε φορά που οι δύο διαφορές αλλάζουν πρόσημο το αθροισμα μηδενίζεται, για να ξαναρχίσει να αυξάνει όταν οι διαφορές γίνουν ξανά μεγαλύτερες του μηδενός. Ενεργοποιείται μία ειδοποίηση όταν το αθροισμα αγγίζει το όριο $\pm h$ δείχνοντας μια σημαντική απόκλιση από τη μέση τιμή. Τα άνω (*UCL*) και κάτω (*LCL*) όρια ελέγχου εκτιμώνται από:

$$UCL = +h\sigma \text{ και } LCL = -h\sigma$$

Οποιοδήποτε σημείο έξω από τα όρια υποδεικνύει μια αλλαγή στη χρονοσειρά. Σε αυτή τη μελέτη, χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές $h = 2$ και $k = 0,5$. Ως εκ τούτου, τα άνω και κάτω όρια ελέγχου βρίσκονται μεταξύ των $\pm 2\sigma$.

7.4.4 Διακυμάνσεις της θερμοκρασίας

Αρχικά υπολογίσαμε από τις ομογενοποιημένες σειρές των σταθμών, τις χρονοσειρές ετήσιας και εποχικής μέσης θερμοκρασίας ανά κλιματική περιοχή, δηλαδή τη μέση τιμή όλων των σταθμών που ανήκουν σε μία περιοχή. Κατόπιν από αυτές τις χρονοσειρές υπολογίσαμε για κάθε περιοχή τη μέση τιμή όλων των ετών, την τυπική απόκλιση και το συντελεστή μεταβλητότητας. Αυτά τα στατιστικά αποτελέσματα για κάθε κλιματική περιοχή δίνονται στον Πίνακα 7.3. Στην Εικόνα 7.18 απεικονίζεται η ετήσια και εποχική (χειμώνα, καλοκαίρι) σειρά θερμοκρασίας στην Ελλάδα (γκρι τεθλασμένη γραμμή) και οι αντίστοιχες τιμές σε κάθε κλιματική περιοχή (μαύρη τεθλασμένη γραμμή), για την

περίοδο 1960-2004. Οι ευθείες γραμμές αντιπροσωπεύουν την κανονική τιμή 1961-1990 στην Ελλάδα (γκρι γραμμή) και σε κάθε κλιματική περιοχή (μαύρη γραμμή).

Στην Εικόνα 7.18 είναι εμφανής η τάση ψύξης, η οποία διαπιστώθηκε και από τις σειρές αποχών παραπάνω, που ακολουθεί η μέση ετήσια θερμοκρασία έως τα μέσα του 1970. Στη συνέχεια, η μέση ετήσια θερμοκρασία στην Ελλάδα παραμένει, μετά από μικρές διακυμάνσεις, κοντά στην κανονική τιμή της τριακονταετίας 1961-1990 έως τις αρχές της δεκαετίας του 1990, οπότε και αυξάνεται σε τιμές μεγαλύτερες από την κανονική τιμή από 0,5 έως 1,1 °C. Εξαίρεση αποτελεί η περίοδος των δύο ετών (1996-1997), κατά την οποία η ετήσια θερμοκρασία επανήλθε κοντά στην κανονική της τιμή. Το θερμότερο έτος στην Ελλάδα φαίνεται να είναι το 1999 και το ψυχρότερο το 1976. Το αποτέλεσμα αυτό είναι σύμφωνο με τη μελέτη των Parker et al. (2000) στην οποία αναφέρεται ότι το 1999 ήταν το θερμότερο έτος για την Ανατολική Μεσόγειο. Επίσης στη μελέτη των Philandras et al. (2008) αναφέρεται ότι η ελάχιστη ετήσια θερμοκρασία στους περισσότερους σταθμούς που εξετάστηκαν, παρατηρήθηκε το 1976. Ωστόσο, το θερμότερο έτος για τις κλιματικές περιοχές Α (σταθμοί της Βορείου Ελλάδας) και Β (ημιορεινοί σταθμοί) ήταν το 1994, ενώ για την περιοχή Κ (Δυτική Ελλάδα) ήταν το 2003. Επίσης το ψυχρότερο έτος για τις περιοχές Β και Κ ήταν το 1991.

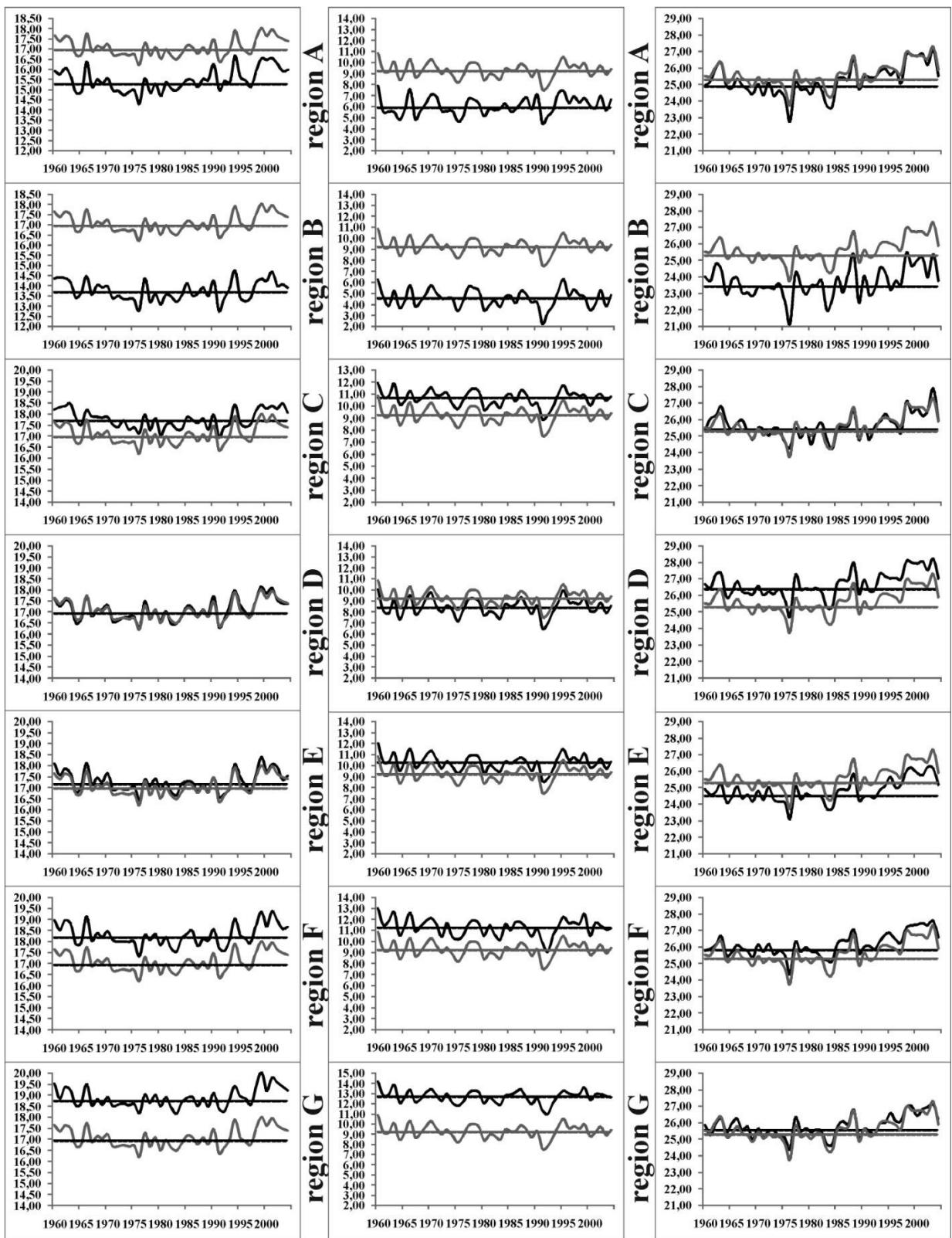
Παρατηρώντας τη διακύμανση των θερινών θερμοκρασιών σε ολόκληρη τη χώρα αλλά και σε κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά, είναι προφανές ότι κατά την εξεταζόμενη περίοδο των 45 ετών, το 2003 και το 1976 παρατηρήθηκε το θερμότερο και το ψυχρότερο καλοκαίρι αντίστοιχα. Το αποτέλεσμα αυτό συμφωνεί με άλλες μελέτες (Luterbacher et al., 2004, Akylas et al., 2005), που δείχνουν ότι το 2003 ήταν το θερμότερο καλοκαίρι στην Ευρώπη και με τη μελέτη των Xoplaki et al. (2003) στην οποία αναφέρεται ότι το 1976 ήταν το ψυχρότερο καλοκαίρι στην Ελλάδα. Ωστόσο, το θερμότερο καλοκαίρι που καταγράφηκε από σταθμούς που βρίσκονται στην οροσειρά της Πίνδου ήταν το 1998, με απόκλιση 2,04 °C από την κανονική τιμή. Η μεγαλύτερη θετική απόκλιση από την κανονική τιμή ήταν 2,49 °C το 2003 στη Δυτική Ελλάδα και η μεγαλύτερη αρνητική απόκλιση ήταν -2,27 °C το 1976 στις ημιορεινές περιοχές. Οι διακυμάνσεις είναι πιο έντονες (υψηλότερες τιμές τυπικής απόκλισης) στη Βόρεια Ελλάδα και σε ημιορεινές περιοχές.

Η ανάλυση της μέσης θερμοκρασίας του χειμώνα αποκαλύπτει ότι ο ψυχρότερος χειμώνας στην Ελλάδα ήταν αυτός του 1991, με μέση θερμοκρασία 7,5 °C περίπου. Το χειμώνα η μέση θερμοκρασία είναι υψηλότερη στην περιοχή της Κρήτης και του Νότιου Αιγαίου (~12,7 °C), όπου η τυπική απόκλιση είναι μικρότερη (~0,6 °C). Η μεταβλητότητα της θερμοκρασίας το χειμώνα είναι αρκετά μεγάλη, με τιμές τυπικής απόκλισης 0,7 και 0,8 °C.

Συγκρίνοντας τους συντελεστές μεταβλητότητας, παρατηρούμε ότι η Βόρεια Ελλάδα και οι ημιορεινές περιοχές παρουσιάζουν μεγαλύτερη μεταβλητότητα από την Κρήτη (~2,5 έως 3,5 φορές). Επίσης, στην αρχή της εξεταζόμενης περιόδου (1960) εντοπίζεται ο θερμότερος χειμώνας στην Ελλάδα, με μέση τιμή θερμοκρασίας $10,8^{\circ}\text{C}$ περίπου και με διαφορά $1,6^{\circ}\text{C}$ από την κανονική τιμή. Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε συμφωνία με τους Arsenis-Papadimitriou and Maher (1991) οι οποίοι διαπίστωσαν ότι γύρω στο 1910 άρχισε μια θερμή περίοδος σε τέσσερις μεσογειακούς σταθμούς (συμπεριλαμβανομένης της Αθήνας) η οποία διήρκεσε μέχρι τις αρχές της δεκαετίας του '60. Μετά το 1960, ο δεύτερος πιο θερμός χειμώνας στη Βόρεια, Κεντρική και Δυτική Ελλάδα ήταν το 1995 και στο Ανατολικό και Νότιο Αιγαίο ήταν το 1999.

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.3 : Μέσες τιμές ετήσιας και εποχικής θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) της περιόδου 1960-2004 για κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά και για ολόκληρη τη χώρα, οι τυπικές αποκλίσεις και οι συντελεστές μεταβλητότητας.

1960-2004	Annual			Winter			Summer		
	Mean	St. Dev	CV	Mean	St. Dev	CV	Mean	St. Dev	CV
Climatic Region A	15,46	0,56	3,63	6,03	0,81	13,43	25,22	0,91	3,62
Climatic Region B	13,74	0,48	3,53	4,52	0,82	18,20	23,65	0,90	3,81
Climatic Region C	17,76	0,42	2,35	10,64	0,65	6,07	25,61	0,74	2,89
Climatic Region D	17,09	0,48	2,82	8,41	0,76	9,06	26,66	0,79	2,95
Climatic Region E	17,27	0,46	2,64	10,26	0,71	6,91	24,78	0,69	2,80
Climatic Region F	18,28	0,48	2,63	11,25	0,78	6,98	26,11	0,69	2,64
Climatic Region G	18,87	0,43	2,29	12,65	0,62	4,91	25,79	0,65	2,52
Greece	17,06	0,45	2,62	9,24	0,68	7,37	25,57	0,73	2,84



EIKONA 7.18. Ετήσιες (αριστερή στήλη) και εποχικές θερμοκρασίες (μέση: χειμώνας, δεξιά: καλοκαίρι) στην Ελλάδα (γκρι τεθλασμένη γραμμή) και σε κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά (μαύρη τεθλασμένη γραμμή) για την περίοδο 1960-2004. Οι ευθείες γραμμές

δείχνουν την κανονική τιμή 1961-1990 στην Ελλάδα (γκρι) και σε κάθε κλιματική περιοχή (μαύρη).

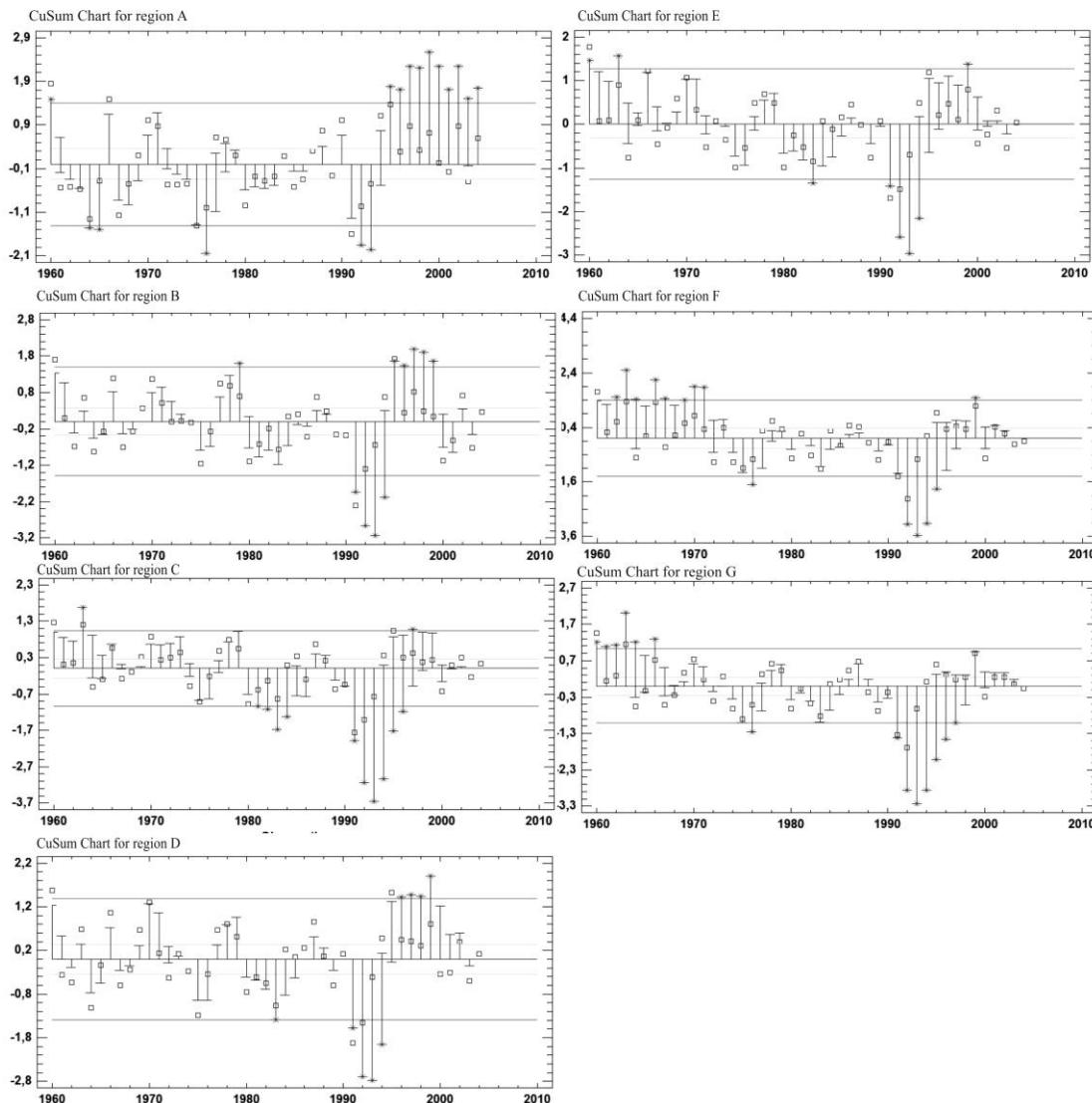
Χρησιμοποιήσαμε επίσης τα αθροιστικά διαγράμματα CUSUM για να εξετάσουμε τις θερμοκρασιακές μεταβολές σε κάθε κλιματική περιοχή. Στις Εικόνες από 7.19 έως 7.22 παρουσιάζονται για κάθε κλιματική περιοχή τα αθροιστικά διαγράμματα που δημιουργήθηκαν από τις ομογενοποιημένες (με τη μέθοδο HOMER) εποχικές χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας. Το τετράγωνο σύμβολο παριστάνει τη διαφορά μεταξύ παρατήρησης και μέσης τιμής, οι οριζόντιες γκρι γραμμές απεικονίζονται σε μικρή απόσταση Κ πάνω και κάτω από την κεντρική μηδενική γραμμή, οι μαύρες οριζόντιες απεικονίζονται σε μια μεγαλύτερη απόσταση Η πάνω και κάτω από την κεντρική γραμμή και οι κάθετες ράβδοι που εκτείνονται πάνω και κάτω από την κεντρική γραμμή δείχνουν τα δύο συσσωρευτικά αθροίσματα. Όσο η διαδικασία είναι εντός περιοχής ελέγχου, οι τιμές cusums κυμαίνονται γύρω από την κεντρική γραμμή. Ωστόσο, εάν η διαδικασία μετατοπίζεται μακριά από την υποτιθέμενη μέση τιμή μ, τότε το ένα ή το άλλο άθροισμα αρχίζει να μεγαλώνει ώσπου τελικά κινείται έξω από το καθορισμένο διάστημα. Τα σημεία που επισημαίνονται με ένδειξη αστερίσκου (*) δείχνουν ότι οι παρατηρούμενες τιμές είναι πέρα από το όριο 2σ , παρουσιάζοντας ένα μη τυχαίο μοτίβο διακύμανσης της θερμοκρασίας.

Από τις 45 τιμές που απεικονίζονται στα αθροιστικά διαγράμματα για το καλοκαίρι (Εικόνα 7.21), τουλάχιστον οι 28 τιμές σε όλες τις περιοχές πλην της περιοχής Β, είναι πέρα από τα όρια ελέγχου, υποδεικνύοντας μια σημαντική απόκλιση από τη μέση τιμή μ. Οι περιοχές της Βορείου Ελλάδας (περιοχή Α), η ηπειρωτική χώρα στην Ανατολική και Κεντρική Ελλάδα (περιοχή Δ), τα νησιά του Ανατολικού Αιγαίου (περιοχή Φ) και η Κρήτη (περιοχή Γ) δείχνουν από τις αρχές της δεκαετίας του '70 μέχρι τα μέσα της δεκαετίας του '80 μια σαφή στροφή προς τα κάτω κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, ενώ από τα μέσα της δεκαετίας του '80 και ύστερα είναι εμφανής μια ισοδύναμη θετική στροφή, η οποία τελικά οδηγεί σε θετικές τιμές αθροίσματος, υποδεικνύοντας την περίοδο (1998-2004) κατά την οποία οι τιμές της μέσης θερμοκρασίας του καλοκαιριού τείνουν να είναι πάνω από την μέση τιμή. Επίσης, η Βόρεια Ελλάδα παρουσιάζει τη μεγαλύτερη αρνητική και θετική κλίση πριν και μετά τα μέσα της δεκαετίας του '80. Σχεδόν παρόμοια χαρακτηριστικά απεικονίζονται για τη Δυτική Ελλάδα και για τα νησιά του Κεντρικού και Βορείου Αιγαίου με τη διαφορά ότι η αρνητική εκτροπή ξεκινά από τα μέσα της δεκαετίας του '70. Μόνο οι ημιορεινές περιοχές (περιοχή Β) δείχνουν μια διαφορετική εικόνα το καλοκαίρι από τις άλλες περιοχές, καθώς δεν υπάρχει σαφής αρνητική εκτροπή μεταξύ 1975-1985, όμως τα κάτω αθροίσματα κατά

τη διάρκεια αυτής της περιόδου είναι αρνητικά υπερβαίνοντας το όριο ελέγχου, ενώ αλλαγή στην κλίση του διαγράμματος ανιχνεύεται από τα μέσα του '85 υποδηλώνοντας αλλαγή του θερμοκρασιακού καθεστώτος. Επιπλέον, όλες οι περιοχές παρουσιάζουν μια περίοδο (μετά το 1998), όπου οι τιμές της θερμοκρασίας το καλοκαίρι τείνουν να είναι πάνω από τη μέση τιμή. Σε παγκόσμιο επίπεδο, το 1998 ήταν ένα ασυνήθιστα θερμό έτος, χάρη στην εμμονή του Ελ Νίνο, που επισημάνθηκε στο πρώτο εξάμηνο του έτους και έκτοτε, σύμφωνα με τη συντριπτική πλειοψηφία των επιστημόνων, εξακολουθεί να συμβαίνει η υπερθέρμανση του πλανήτη. Επίσης, οι Raitsos et al. (2010) αναλύοντας τη χρονοσειρά θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας του Αιγαίου και ανατολικού Ιονίου, εντόπισαν μια θερμική αλλαγή καθεστώτος γύρω στο 1998 και αναγνώρισαν σαφή επίδραση της υπερθέρμανσης του κλίματος στα θαλάσσια οικοσυστήματα, οδηγώντας σε ραγδαία αύξηση του ποσοστού άφιξης και εγκατάστασης νέων ξενικών ειδών.

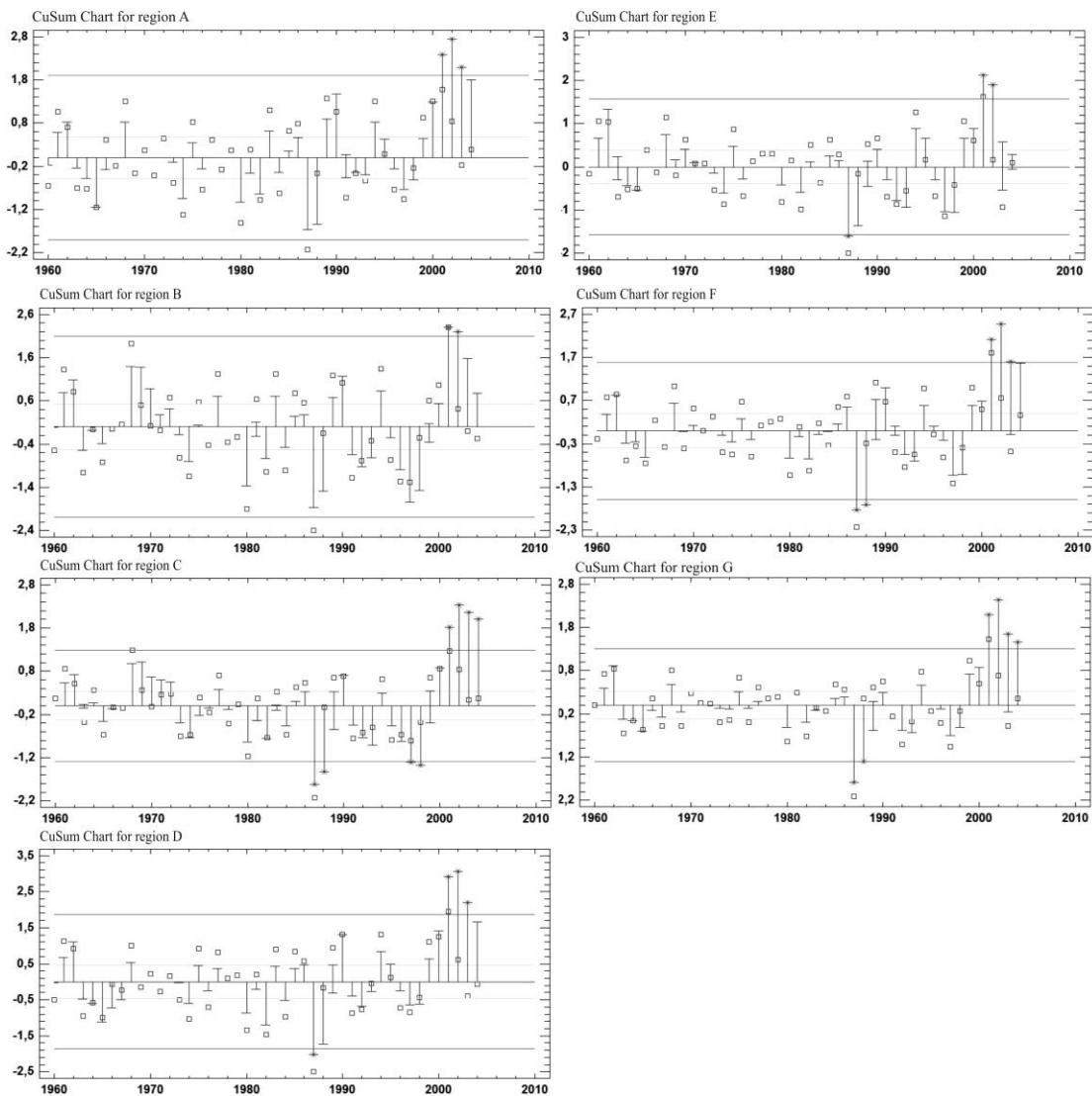
Σε αντίθεση με τα διαγράμματα του καλοκαιριού, τα αθροιστικά διαγράμματα του χειμώνα (Εικόνα 7.19) δεν παρουσιάζουν τα χαρακτηριστικά καλοκαιριού εξαιτίας της αυξημένης μεταβλητότητας. Παρ'όλα αυτά, εντοπίζεται μεταξύ του 1991 και του 1994 μια σύντομη περίοδος ψύξης κυρίως στα νησιά του Αιγαίου και στη Δυτική Ελλάδα συμπεριλαμβανομένων των νησιών του Ιουνίου, όπου οι αρνητικές τιμές είναι πέρα από τα όρια ελέγχου. Αυτή η περίοδος ψύξης το χειμώνα σχετίζεται με μια δραστική αλλαγή στη θερμοαλατική κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσόγειου, γνωστή ως Eastern Mediterranean Transient (EMT), που αφορά την αλλαγή της θέσης σχηματισμού βαθέων υδάτων στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου από τη συνήθη θέση, που ήταν η Νότια Αδριατική, σε μια νέα θέση στο Νότιο Αιγαίο και συγκεκριμένα στο Κρητικό Πέλαγος (Roether et al., 1996). Αρκετές μελέτες (Lascaratos et al., 1999; Theocharis et al., 1999; Sayin and Beşiktepe, 2010; Romanski et al., 2012) απέδειξαν ότι τα βαθιά νερά του Κρητικού Πελάγους που δημιουργήθηκαν από το συνδυασμό των υδάτων υψηλής αλατότητας εισήχθησαν στο Αιγαίο μέσω του ρεύματος της Μικράς Ασίας το οποίο φέρνει τα αλατούχα επιφανειακά ύδατα της Λεβαντινής Θάλασσας (Theocharis et al., 2002). Σύμφωνα με τις παραπάνω μελέτες αυτά τα βαθιά νερά του Κρητικού Πελάγους που εμφανίστηκαν αρχικά στα τέλη της δεκαετίας του 1980 και στις αρχές της δεκαετίας του 1990 και κατόπιν κατά τη διάρκεια των δύο ιδιαιτέρως ψυχρών χειμώνων (1991-1992 και 1992-1993), προκλήθηκαν από μία ασυνήθιστα έντονη ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Μια μικρή θερμή περίοδος μεταξύ 1994 και 1999 έχει εντοπιστεί μόνο στις ηπειρωτικές περιοχές (περιοχές A, B και D), με τα αθροίσματα να είναι θετικά υπερβαίνοντας το όριο των $+2\sigma$. Επιπλέον, τα άνω αθροίσματα

μετά το 2000, για την περιοχή Α εκτείνονται πέρα από το όριο του $+2\sigma$ ενώ στις άλλες περιοχές παρουσιάζουν διακυμάνσεις γύρω από τη μέση τιμή.

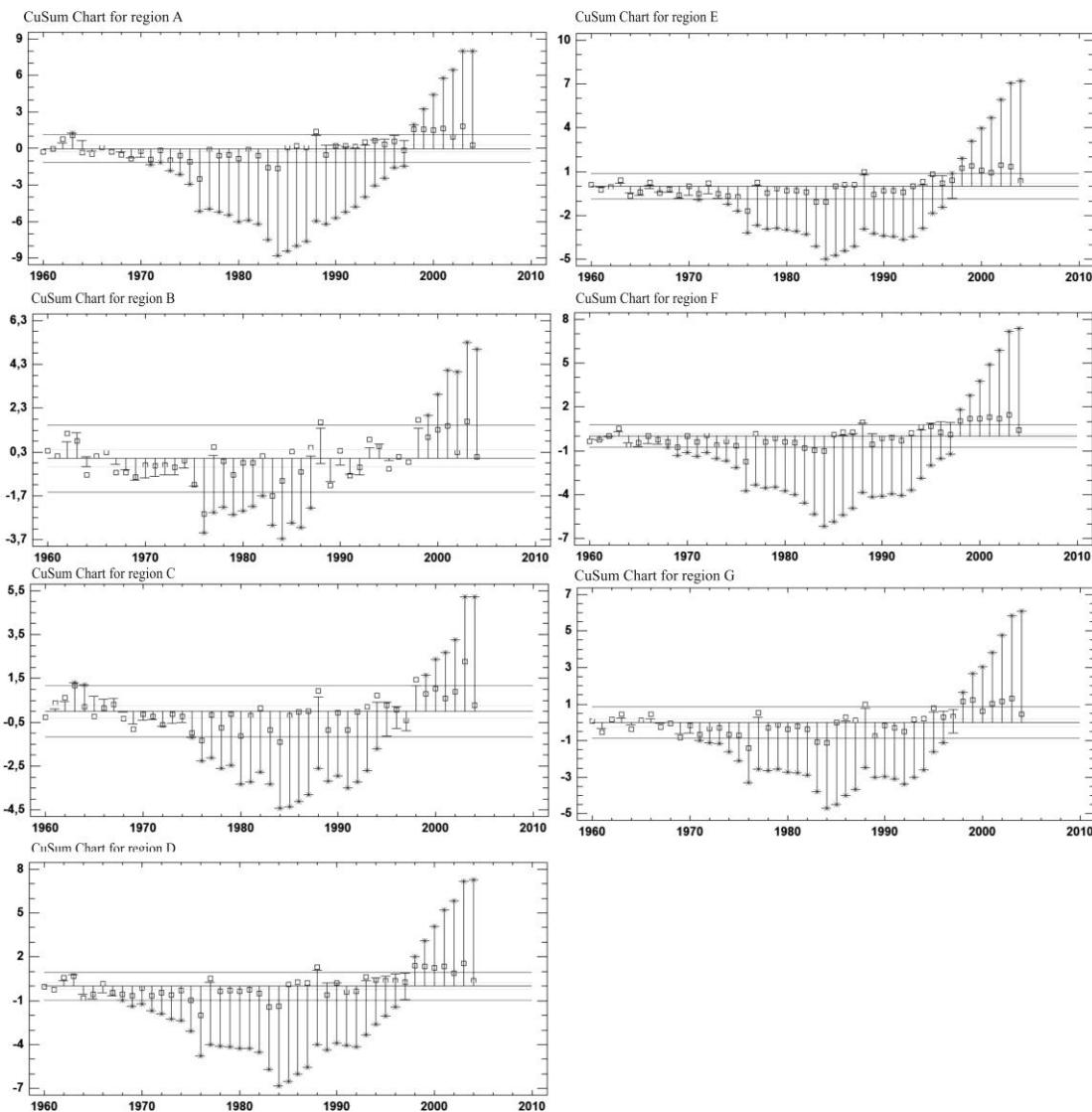


ΕΙΚΟΝΑ 7.18. Αθροιστικά διαγράμματα κάθε κλιματικής περιοχής για το χειμώνα.

Όσον αφορά την άνοιξη (Εικόνα 7.20), οι τιμές σε όλες τις περιοχές κυμαίνονται γύρω από την κεντρική γραμμή και μόνο μετά το 1998 ανιχνεύεται μια θερμή περίοδος, με τις θερμοκρασίες να αποκλίνουν από το μέσο όρο μετά το 2001. Επίσης, σε όλες τις περιοχές εκτός από τις περιοχές Α και Β, ανιχνεύονται αρνητικά αθροίσματα μεταξύ του 1987 και του 1988, αντανακλώντας κυρίως τις ψυχρές εισβολές που έλαβαν χώρα από 3 έως 13 Μαρτίου του 1987 και συνοδεύτηκαν από έντονες χιονοπτώσεις.



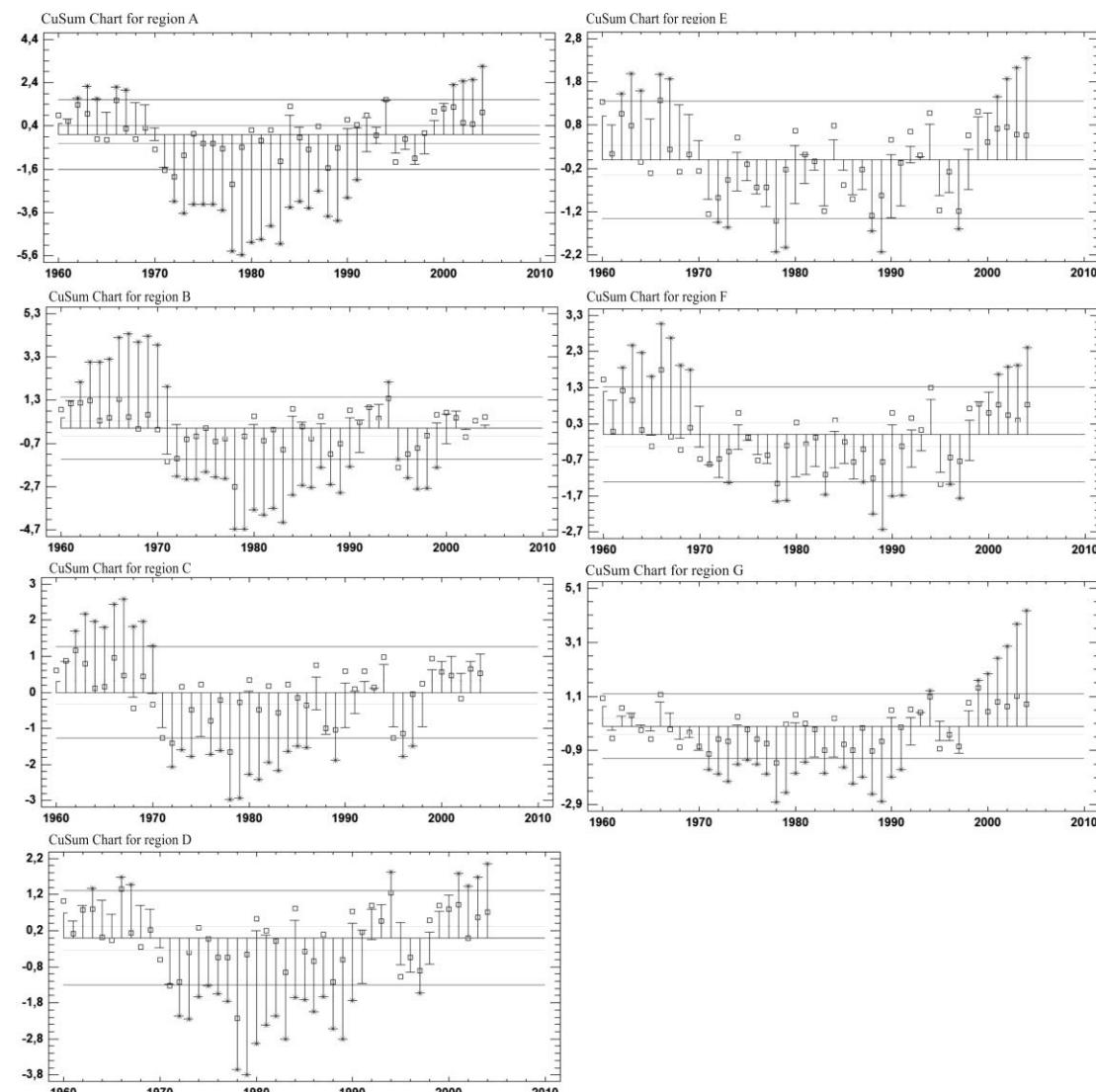
EIKONA 7.19. Αθροιστικά διαγράμματα κάθε κλιματικής περιοχής για την άνοιξη.



ΕΙΚΟΝΑ 7.20. Αθροιστικά διαγράμματα κάθε κλιματικής περιοχής για το καλοκαίρι.

Τα αθροιστικά διαγράμματα για το φθινόπωρο (Εικόνα 7.22) αποκαλύπτουν σε όλες τις περιοχές μια ανοδική εκτροπή μετά το 1998 με την πιο έντονη αύξηση της θερμοκρασίας να παρατηρείται στην Κρήτη. Σε γενικές γραμμές, η περίοδος 1970-1992 για τα νησιά του Αιγαίου (περιοχές Ε, Φ, Γ) χαρακτηρίζεται από διακυμάνσεις με αρνητικές τιμές, μερικές από τις οποίες ήταν πέρα από το όριο -2σ . Από την άλλη πλευρά, η δυτική και βόρεια ηπειρωτική Ελλάδα (περιοχές Α, Β, Ζ) παρουσιάζουν μια αρνητική κλίση μεταξύ του 1970 και του 1979 και μια θετική μεταξύ 1980 και 1992. Την ίδια περίοδο η ανατολική ηπειρωτική χώρα (περιοχή Δ) παρουσιάζει ανάλογη εικόνα με τις περιοχές (Α, Β, Ζ) με τη διαφορά ότι μεταξύ των ετών 1980 και 1992, τα κάτω αθροίσματα είναι αρνητικά και πέρα από το όριο, αλλά έχουν μια ανοδική πορεία έως το 1985 και κατόπιν μια πτωτική. Θετικές

τιμές εντοπίζονται μεταξύ των ετών 1960 και 1970, μόνο στις ημιορεινές περιοχές (περιοχή Β), στη Δυτική Ελλάδα (περιοχή C) και στα νησιά του Ανατολικού Αιγαίου (περιοχή F).



ΕΙΚΟΝΑ 7.21. Αθροιστικά διαγράμματα κάθε κλιματικής περιοχής για το φθινόπωρο.

Σύμφωνα με τα αθροιστικά διαγράμματα που αναλύθηκαν παραπάνω, είναι προφανές ότι η ψύξη που παρατηρείται στις μέσες θερμοκρασίες στην Ελλάδα κατά τη δεκαετία του '70 οφείλεται κυρίως στη μείωση των θερμοκρασιών του καλοκαιριού και του φθινοπώρου παρά σε ψυχρότερους χειμώνες. Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε συμφωνία με την εργασία των (Giles and Flocas, 1984).

Συνοψίζοντας, η ετήσια μέση θερμοκρασία σε όλες τις κλιματικές περιοχές παρέμεινε μέχρι τα μέσα της δεκαετίας του '90 υψηλότερη από τη μέση τιμή. Επιπλέον, είναι εμφανής μια ανοδική κλίση στις θερμοκρασίες του καλοκαιριού από τα μέσα της δεκαετίας του '80, η οποία γίνεται πιο απότομη μετά το 1997. Παρ 'όλα αυτά, οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας το χειμώνα είναι αρκετά διαφορετικές από εκείνες του καλοκαιριού. Το χειμώνα παρατηρείται μια θερμή περίοδος κυρίως στην ηπειρωτική χώρα στα μέσα της δεκαετίας του '90, που κράτησε 6 με 8 χρόνια περίπου, καθώς και μια σύντομη περίοδος ψύξης, μεταξύ του 1991 και 1994, η οποία φαίνεται πιο έντονη στην περιοχή του Αιγαίου και της Δυτικής Ελλάδας. Την άνοιξη και το φθινόπωρο οι θερμοκρασίες παρουσιάζουν μια μετατόπιση σε θερμότερες τιμές τα τελευταία 7-8 χρόνια της εξεταζόμενης περιόδου.

7.4.5 Ανάλυση Ετήσιων και Εποχικών Τάσεων Μέσης Θερμοκρασίας

Προσπαθώντας να διερευνηθεί εάν και πως η θερμοκρασία έχει αλλάξει κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών στην Ελλάδα και αν οι σειρές μέσης θερμοκρασίας ακολουθούν το παγκόσμιο πρότυπο ή όχι, αναλύσαμε τις τάσεις των 52 ομογενοποιημένων χρονοσειρών που προέκυψαν από τη μέθοδο HOMER και οι οποίες καλύπτουν την περίοδο 1960-2004. Στον Πίνακα 7.4 δίνονται οι γραμμικές τάσεις, οι τιμές του Z και η στατιστική σημαντικότητα για διάφορα επίπεδα εμπιστοσύνης. Το σύμβολο *** σημαίνει ότι υπάρχει στατιστικά σημαντική τάση για επίπεδο σημαντικότητας $\alpha = 0,001$, το ** για $\alpha = 0,01$, το * για $\alpha = 0,05$, το + για $\alpha = 0,1$.

Τα κύρια συμπεράσματα που προκύπτουν από αυτή την ανάλυση των τάσεων είναι:

- Οι ετήσιες τάσεις της θερμοκρασίας των σταθμών που βρίσκονται στη Βόρεια Ελλάδα είναι θετικές και στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %, ενώ έχουν ανιχνευθεί ασθενείς τάσεις θέρμανσης και ψύξης μη στατιστικά σημαντικές στους σταθμούς των άλλων περιοχών.
- Όλοι οι σταθμοί παρουσιάζουν μια ισχυρή αύξηση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού. Οι περισσότερες από τις καλοκαιρινές τάσεις είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο σημαντικότητας 99,9 % για 10 σειρές, σε 99 % για 20 σειρές, σε 95 % για 14 σειρές και σε 90 % για 2 σειρές. Επίσης, οι σταθμοί στη Βόρεια και Ανατολική Ελλάδα, καθώς και εκείνοι που βρίσκονται στην περιοχή

της Αττικής παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη αύξηση της θερμοκρασίας της τάξης των (0,03 - 0,04 °C/έτος).

- Οι σειρές της άνοιξης και του φθινοπώρου έχουν για την πλειοψηφία των σταθμών παρόμοιες (σε μέγεθος και πρόσημο) μη στατιστικά σημαντικές τάσεις.
- Η ανάλυση των χρονοσειρών του χειμώνα επιβεβαιώνει μια ασθενή τάση ψύξης στην πλειονότητα των σταθμών. Ωστόσο, οι σταθμοί της Βορείου Ελλάδας έχουν ελαφρώς θετική τάση (0,01-0,02 °C/έτος).

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα μας με εκείνα που δημοσιεύθηκαν από τους Feidas et al. (2004), παρατηρούμε ότι υπάρχουν διαφορές στο μέγεθος, στο πρόσημο αλλά και στη στατιστική σημαντικότητα των τάσεων. Σύμφωνα με τα δικά μας αποτελέσματα, το μέγεθος των τάσεων το καλοκαίρι είναι μεγαλύτερο σε σχέση με την προηγούμενη μελέτη περίπου (0,1-0,2 °C/δεκαετία). Όσον αφορά τη στατιστική σημαντικότητα οι Feidas et al. (2004) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι μόνο σε 8 σταθμούς, που βρίσκονται κυρίως στο Αιγαίο Πέλαγος και την Ανατολική Ελλάδα, υπάρχουν στατιστικά σημαντικές τάσεις. Αντιθέτως, στην παρούσα μελέτη, η πλειονότητα των σταθμών (44 από 52) παρουσιάζουν στατιστικώς σημαντικές τάσεις το καλοκαίρι. Επίσης, στην παρούσα έρευνα όλες οι σειρές του καλοκαιριού εμφανίζουν θετική τάση, ενώ στην προηγούμενη μελέτη ο σταθμός του Αγρινίου είχε ελαφρώς αρνητική.

Στις τάσεις του χειμώνα, η πιο σημαντική διαφορά μεταξύ των δύο μελετών είναι ότι οι σταθμοί που βρίσκονται στο βόρειο και κεντρικό τμήμα της Ελλάδας παρουσιάζουν θετική τάση (οι περισσότερες από αυτές μη στατιστικά σημαντικές), ενώ στη μελέτη των Feidas et al. (2004) αρνητικές τάσεις κυριαρχούν σε όλους τους σταθμούς της βόρειας χώρας. Όσον αφορά το μέγεθος των τάσεων φαίνεται ότι οι χειμώνες είναι θερμότεροι από ότι στην προηγούμενη μελέτη κατά περίπου 0,1 °C/δεκαετία. Τα αποτελέσματα αυτά συμφωνούν με τα αποτελέσματα CUSUM της περιοχής της Βορείου Ελλάδας το χειμώνα. Στο σημείο αυτό αξίζει να αναφερθεί ότι στη μελέτη των Founda et al. (2004) αποκαλύφθηκε μια αύξηση της μέγιστης θερμοκρασίας του χειμώνα στην Αθήνα (σταθμός ΕΑΑ) κατά περίπου 0,34 °C/105 χρόνια. Η αύξηση αυτή δεν καταγράφεται στη δική μας έρευνα για σταθμούς που βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή της Αττικής. Ειδικότερα τρεις σταθμοί που βρίσκονται στα βόρεια και στα νότια προάστια της Αθήνας (Τατόι, Ελευσίνα και Ελληνικό) παρουσιάζουν μια τάση ψύξης η οποία κυμαίνεται 0,3 έως 0,8 °C ανά αιώνα. Αντιθέτως, δύο σταθμοί στην αστική περιοχή της Αθήνας και του Πειραιά (Ν. Φιλαδέλφεια και Πειραιάς) δεν παρουσιάζουν ούτε αρνητική, ούτε θετική τάση το χειμώνα. Η αυξητική τάση που ανιχνεύθηκε στην Αθήνα στην προηγούμενη μελέτη, καθώς και η απουσία

αρνητικής τάσης στους σταθμούς Ν. Φιλαδέλφεια και Πειραιά της δικής μας μελέτης αντικατοπτρίζουν την επίδραση της αστικής θερμικής νησίδας στην πόλη.

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.4 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (°C/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90%, * για 95%, ** για 99 %, * για 99,9%) των ομογενοποιημένων ετήσιων και εποχικών σειρών θερμοκρασίας της περιόδου 1960-2004.**

1960-2004		ANNUAL			WINTER			SPRING			SUMMER			AUTOMN		
Code	Name	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
16606	Serres	2,38 *		0,017	0,76		0,009	1,20		0,014	3,41 ***		0,036	0,65		0,008
16607	Drama	2,52 *		0,020	1,72 +		0,021	1,11		0,012	3,26 **		0,031	0,99		0,013
16608	Kavala	2,29 *		0,017	1,24		0,016	0,80		0,008	2,53 *		0,026	0,47		0,006
16609	Xanthi	2,12 *		0,017	1,71 +		0,018	0,95		0,011	3,44 ***		0,032	0,85		0,011
16611	Soufli	2,02 *		0,015	1,00		0,010	0,69		0,009	3,30 ***		0,036	0,69		0,008
16613	Florina	0,23		0,001	0,29		0,003	-0,23		-0,005	1,60		0,018	-0,68		-0,011
16622	Macedonia	2,60 **		0,020	2,27 *		0,023	1,18		0,013	3,17 **		0,033	0,96		0,012
16627	Alexandroupoli	2,33 *		0,017	1,24		0,014	1,42		0,013	3,24 **		0,037	0,69		0,008
16632	Kozani	0,16		0,001	-0,42		-0,004	-0,15		-0,003	2,20 *		0,028	-1,15		-0,013
16641	Corfu	-0,21		-0,001	-0,85		-0,008	0,00		0,000	1,18		0,012	-0,63		-0,006
16642	Ioannina	-0,96		-0,005	-1,06		-0,010	-0,33		-0,005	1,43		0,015	-1,95 +		-0,017
16643	Aktio	0,14		0,000	-0,91		-0,006	0,18		0,001	1,65 +		0,014	-0,14		-0,001
16645	Trikala	2,16 *		0,013	0,10		0,000	1,02		0,011	2,85 **		0,029	0,39		0,005
16648	Larisa	2,06 *		0,013	0,40		0,004	1,11		0,012	2,76 **		0,029	0,28		0,003
16650	Limnos	-0,17		-0,001	1,64		0,014	-0,65		-0,006	3,65 ***		0,029	-0,24		-0,004
16662	Skopelos	0,55		0,004	-0,90		-0,009	-0,15		-0,002	2,56 *		0,019	0,14		0,001
16665	Aghialos	1,98 *		0,012	0,99		0,010	0,97		0,009	3,08 **		0,025	0,55		0,006
16667	Mytilini	0,83		0,005	-1,28		-0,011	0,23		0,002	3,24 **		0,030	-0,11		0,000
16672	Agrinio	-0,08		-0,001	-1,00		-0,008	-0,16		0,000	1,21		0,011	-0,33		-0,003
16674	Aliartos	1,83 +		0,012	-0,08		-0,002	1,06		0,012	2,81 **		0,028	0,68		0,006
16675	Lamia	2,00 *		0,013	0,29		0,003	0,89		0,009	3,03 **		0,029	0,50		0,005
16682	Andravida	0,17		0,001	-1,03		-0,010	0,58		0,004	1,49		0,011	0,17		0,001
16684	Skyros	0,01		0,000	-1,64		-0,015	-0,44		-0,006	3,33 ***		0,027	-0,12		-0,001
16685	Argostoli	0,00		0,000	-1,35		-0,009	-0,18		-0,001	2,43 *		0,024	-0,13		-0,001
16687	Araxos	0,42		0,003	-1,24		-0,010	0,29		0,003	2,36 *		0,019	-0,24		-0,002
16689	Patra	1,12		0,006	-0,32		-0,002	-0,37		-0,002	2,35 *		0,024	0,79		0,007
16693	Desfina	-0,38		-0,003	-1,26		-0,013	-0,04		0,000	2,06 *		0,017	-0,70		-0,008
16699	Tanagra	1,51		0,010	-0,20		-0,002	0,69		0,006	2,78 **		0,027	0,66		0,007
16701	N. Filadelfeia	1,85 +		0,012	0,05		0,000	0,90		0,009	3,21 **		0,033	0,89		0,006
16706	Chios	0,93		0,005	-0,85		-0,007	0,57		0,005	3,05 **		0,028	0,16		0,002
16707	Pyrigos	0,26		0,002	-0,99		-0,008	-0,11		0,000	2,30 *		0,018	-0,03		0,000
16710	Tripoli	0,54		0,004	-0,70		-0,007	0,67		0,007	2,01 *		0,020	-0,29		-0,003
16715	Tatoi	1,12		0,008	-0,76		-0,008	0,83		0,008	2,86 **		0,033	0,22		0,002
16716	Helleniko	1,50		0,009	-0,50		-0,007	1,26		0,009	2,98 **		0,033	0,57		0,005
16717	Piraeus	1,81 +		0,010	-0,14		0,000	1,16		0,011	2,76 **		0,031	0,82		0,008
16718	Eleusina	1,66 +		0,011	-0,28		-0,003	1,16		0,011	2,89 **		0,031	0,75		0,007
16719	Zakynthos	-0,08		-0,001	-1,67 +		-0,011	-0,23		-0,002	2,11 *		0,021	-0,02		0,000
16723	Samos	0,78		0,005	-1,20		-0,009	0,50		0,003	3,76 ***		0,038	-0,34		-0,004
16726	Kalamata	0,12		0,001	-0,35		-0,003	-0,03		0,000	0,59		0,006	0,26		0,003
16732	Naxos	0,99		0,004	-1,68 +		-0,013	-0,14		0,000	3,53 ***		0,027	0,33		0,004
16734	Methoni	-0,69		-0,005	-1,89 +		-0,013	-0,46		-0,003	1,95 +		0,018	-0,38		-0,003
16738	Milos	0,36		0,003	-2,14 *		-0,013	-0,20		-0,002	3,43 ***		0,030	0,24		0,004
16742	Kos	0,84		0,006	-1,45		-0,013	-0,03		0,000	4,06 ***		0,033	0,59		0,008
16743	Kythira	0,69		0,004	-1,02		-0,005	-0,02		0,000	3,01 **		0,025	0,77		0,009
16746	Souda	1,88 +		0,011	-0,67		-0,005	0,52		0,004	3,47 ***		0,030	1,59		0,018
16749	Rhodes	0,70		0,004	-0,83		-0,007	0,30		0,003	2,33 *		0,018	0,69		0,007
16754	Heraklio	1,48		0,008	-0,82		-0,005	0,52		0,005	2,72 **		0,021	1,64		0,016
16756	Ierapetra	1,64		0,010	-0,76		-0,006	0,57		0,004	2,36 *		0,023	1,99 *		0,018
16757	Siteia	1,33		0,009	-0,69		-0,004	0,17		0,000	3,15 **		0,024	1,85 +		0,017
16758	Rethimno	1,28		0,008	-0,25		-0,002	0,12		0,001	3,26 **		0,028	1,39		0,016
16759	Tympaki	1,65 +		0,010	-0,73		-0,005	0,71		0,005	2,53 *		0,023	1,57		0,015
16765	Karpathos	1,30		0,008	-0,23		-0,001	1,02		0,008	2,48 *		0,020	2,16 *		0,022

Οι εποχικές τάσεις της μέσης θερμοκρασίας (°C/δεκαετία) για την περίοδο 1960-2004, πριν και μετά την εφαρμογή της μεθόδου ομογενοποίησης HOMER απεικονίζονται

στις Εικόνες από 7.23 έως 7.26. Τα τρίγωνα δείχνουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις σε επίπεδο σημαντικότητας 95 % και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές. Ο έλεγχος της στατιστικής σημαντικότητας των τάσεων έγινε με βάση τον τροποποιημένο έλεγχο Mann-Kendall για αυτοσυσχετιζόμενα δεδομένα (Hamed and Rao, 1998)³.

Όπως και στις σειρές αποχών, οι πιο εμφανείς διαφορές εντοπίζονται το καλοκαίρι, όπου ισχυρές θετικές τάσεις εμφανίζονται πριν την ομογενοποίηση στη Βόρειο Ελλάδα, με μέγιστη τιμή 1,3 °C/δεκαετία για την Ξάνθη. Επίσης στο σταθμό της Σάμου παρατηρείται μια μεγάλη θετική τάση το καλοκαίρι πριν την ομογενοποίηση, με τιμή 1,04 °C/δεκαετία. Μετά την ομογενοποίηση αυτές οι τάσεις μειώθηκαν σημαντικά σε 0,4 °C/δεκαετία περίπου. Άλλη αξιοπρόσεκτη διαφορά μεταξύ των τάσεων του καλοκαιριού, αποτελεί η ύπαρξη αρνητικής τάσης στις αρχικές χρονοσειρές το καλοκαίρι, στο Νότιο Αιγαίο και στη Δυτική Ελλάδα με τιμές -0,49, -0,2 και -0,1 °C/δεκαετία για την Κάρπαθο, τη Σητεία και την Καλαμάτα αντίστοιχα. Ενώ μετά την ομογενοποίηση αυτές οι αρνητικές τάσεις μετατρέπονται σε θετικές. Όσον αφορά τη στατιστική σημαντικότητα, η πλειοψηφία των σταθμών παρουσιάζει στατιστικά σημαντικές τάσεις (95 %) μετά την ομογενοποίηση. Εξαίρεση αποτελούν 8 σταθμοί (Φλώρινα, Ιωάννινα, Κέρκυρα, Άκτιο, Αγρίνιο, Ανδραβίδα, Καλαμάτα και Μεθώνη) των οποίων οι τάσεις δεν είναι στατιστικά σημαντικές.

Σημαντική διαφορά στις τάσεις πριν και μετά την ομογενοποίηση παρατηρείται και στις εποχικές σειρές του χειμώνα. Εξετάζοντας αρχικά τις τάσεις μόνο ως προς το πρόσημό τους (θετικές ή αρνητικές τάσεις), παρατηρούμε πως μετά την ομογενοποίηση εμφανίζονται ελαφρώς θετικές τάσεις μόνο στη Βόρειο Ελλάδα και στη Θεσσαλία, ενώ πριν την ομογενοποίηση υπήρχαν θετικές τάσεις στη Δυτική Ελλάδα και στο Ανατολικό Αιγαίο. Εξετάζοντας τώρα τις τάσεις ως προς τη στατιστική σημαντικότητα, παρατηρούμε πως σχεδόν όλοι οι σταθμοί μετά την ομογενοποίηση έχουν μη στατιστικά σημαντικές τάσεις, ενώ πριν την ομογενοποίηση υπήρχε ένας λιγοστός αριθμός σταθμών με στατιστικά σημαντικές τάσεις. Τέλος, συγκρίνοντας τις τάσεις ως προς το μέγεθός τους παρατηρούμε πως οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στη Βόρειο Ελλάδα, όπου τάσεις της τάξης των 0,7 °C/δεκαετία για την Καβάλα και 0,6 °C/δεκαετία για την Ξάνθη μειώθηκαν σε 0,2°C/δεκαετία περίπου μετά την ομογενοποίηση.

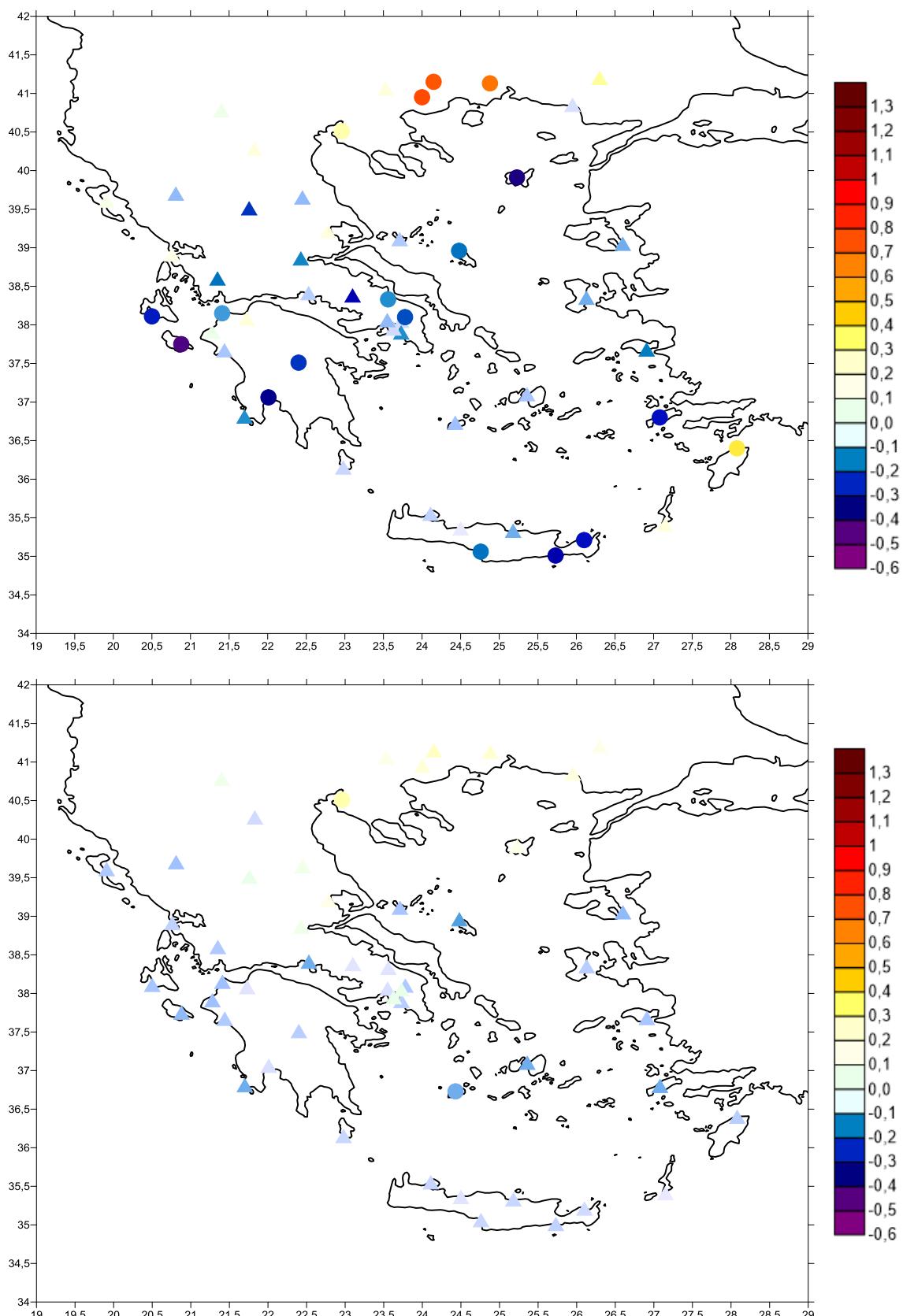
³ Στον κλασσικό έλεγχο Mann Kendall οι τιμές P-values που υπολογίζονται, βασίζονται στην υπόθεση της ανεξαρτησίας των δεδομένων (δηλ. μηδενική αυτοσυσχέτιση). Οι Hamed and Rao (1998) πρότειναν έναν τροποποιημένο έλεγχο Mann Kendall για αυτοσυσχετιζόμενα δεδομένα με αυθαίρετη δομή συσχέτισης.

Οι εποχικές τάσεις της μέσης θερμοκρασίας την άνοιξη, παρουσιάζουν ασθενή αύξηση ή μείωση και είναι όλες μη στατιστικά σημαντικές (σε επίπεδο σημαντικότητας 95%) μετά την ομογενοποίηση. Οι τάσεις μεταβλήθηκαν από 0,1 έως 0,2 °C/δεκαετία στην πλειονότητα των μετεωρολογικών σταθμών. Μόνη εξαίρεση, αποτελεί ο σταθμός της Ξάνθης, του οποίου η τάση μειώθηκε από 0,7 °C/δεκαετία σε 0,1 °C/δεκαετία μετά της εφαρμογή της μεθόδου HOMER.

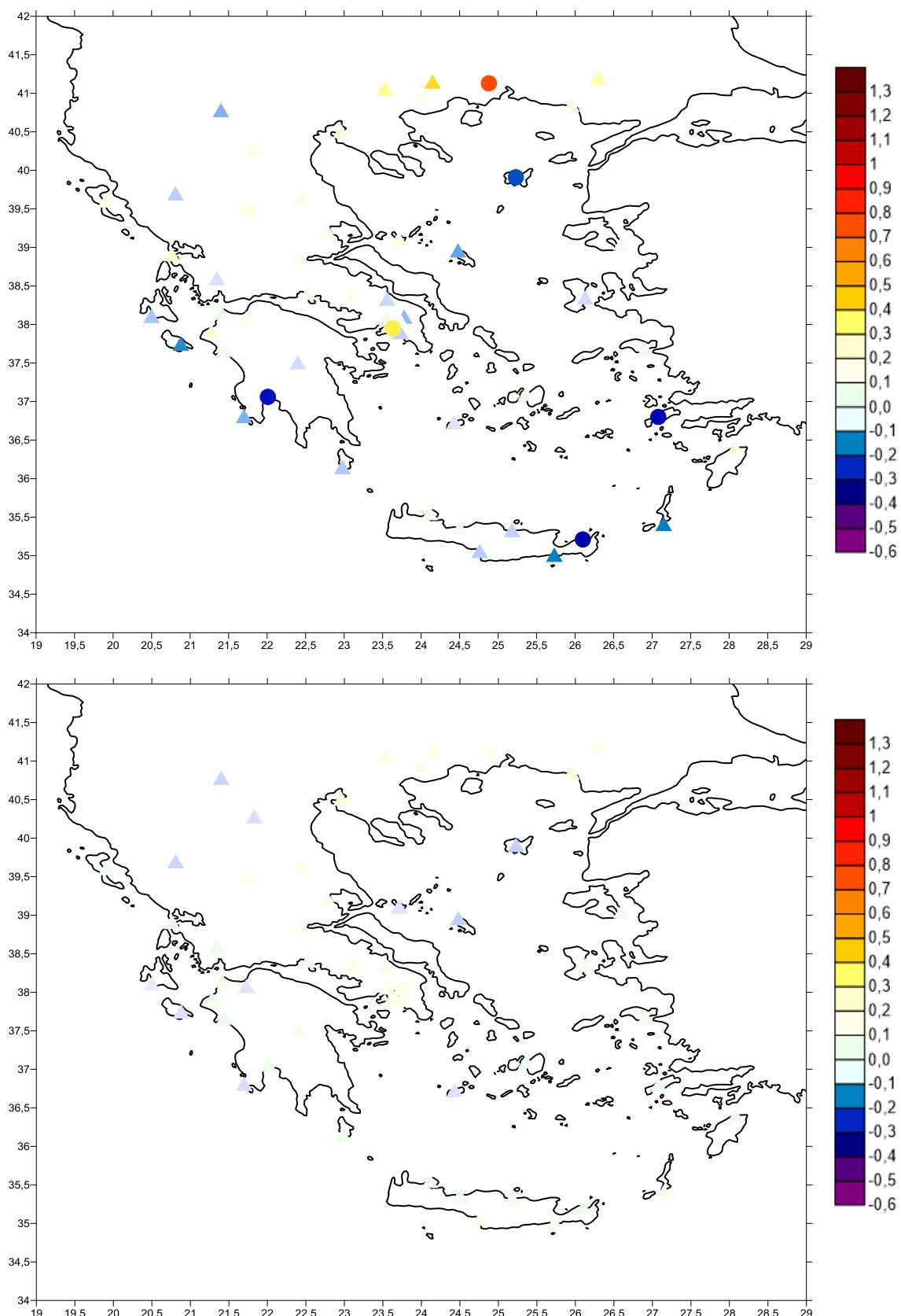
Τέλος, όσον αφορά τις τάσεις του φθινοπώρου η ανομοιογένεια που παρατηρείται ως προς το πρόσημο των τάσεων πριν την ομογενοποίηση, φαίνεται να εξαλείφεται μετά την ομογενοποίηση. Μετά την εφαρμογή της μεθόδου HOMER όλοι οι ημιορεινοί σταθμοί (κλιματική περιοχή Β), καθώς επίσης και η πλειοψηφία των σταθμών στη Δυτική Ελλάδα παρουσιάζουν ελαφρώς αρνητικές τάσεις, όμως μη στατιστικά σημαντικές. Επίσης με βάση τις αρχικές σειρές εντοπίζονται υψηλές θετικές, στατιστικά σημαντικές τάσεις στη Βόρειο Ελλάδα, ενώ με βάση τις ομογενοποιημένες σειρές το μέγεθος των αντίστοιχων τάσεων έχει μειωθεί αισθητά. Όσον αφορά τη στατιστική σημαντικότητα μετά την ομογενοποίηση, μόνο δύο σταθμοί επί του συνόλου (Κάρπαθος και Ιεράπετρα) έχουν στατιστικά σημαντική τάση σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %.

Οι τάσεις της ετήσιας θερμοκρασίας δίνεται στην Εικόνα 7.27. Ενώ οι τάσεις της ετήσιας θερμοκρασίας πριν την ομογενοποίηση παρουσιάζουν μια μάλλον τυχαία κατανομή, η απεικόνιση των τάσεων μετά την διαδικασία της ομογενοποίησης αποκαλύπτει ενδιαφέροντα αποτελέσματα. Μετά την ομογενοποίηση στατιστικά σημαντική θετική τάση, 0,15-0,2 °C/δεκαετία περίπου, παρουσιάζουν μόνο οι σταθμοί της Θεσσαλίας και της Βορείου Ελλάδας, θετική αλλά μη στατιστικά σημαντική τάση παρουσιάζουν οι σταθμοί της Αττικοβοιωτίας και της Κρήτης, ελαφρώς αρνητική τάση, μη στατιστικά σημαντική έχουν κυρίως οι σταθμοί της Δυτικής Ελλάδας, ενώ οι υπόλοιποι σταθμοί δεν παρουσιάζουν κάποια τάση (σχεδόν μηδενική). Πριν την ογενοποίηση όμως, οι τάσεις σε κάποιες περιοχές ήταν πολύ διαφορετικές όπως για παράδειγμα οι ισχυρές θετικές τάσεις από 0,4-0,98 °C/δεκαετία στην Ανατολική Μακεδονία και τη Θρακη και η συνύπαρξη θετικών και αρνητικών στατιστικά σημαντικών τάσεων στη Δυτική Ελλάδα και σε νησιά του Αιγαίου.

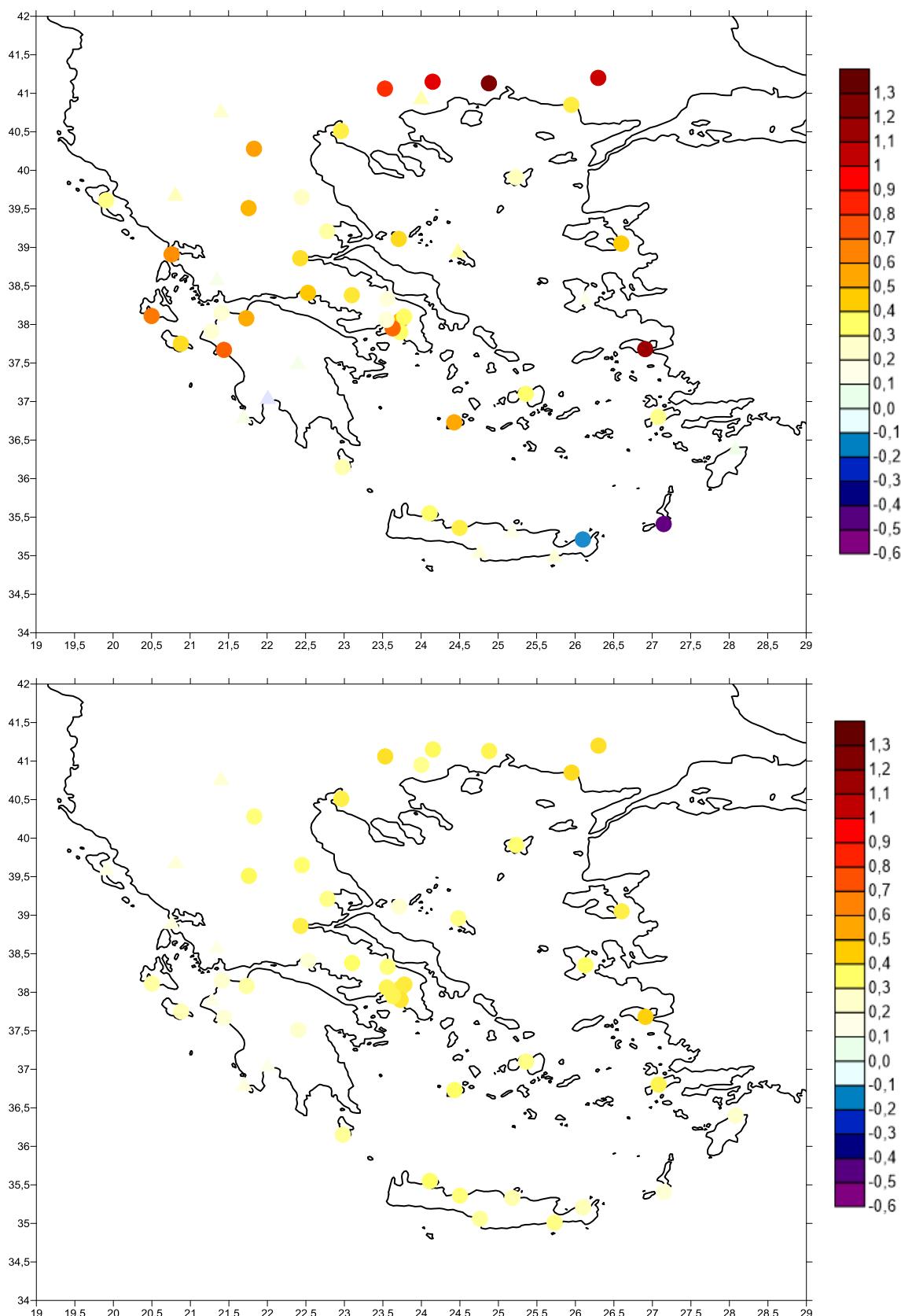
Γενικότερα, τα αποτελέσματα των τάσεων της μέσης θερμοκρασίας μετά την ομογενοποίηση, συμφωνούν με μελέτη που ερευνά τη μεταβολή του κλίματος στη Μεσόγειο στο μέλλον, καθώς αυτή προβλέπει για την περίοδο 2071-2100 αύξηση της θερμοκρασίας κατά περίπου 4 °C τους καλοκαιρινούς μήνες (σε σχέση με την περίοδο 1961-1990), με τη μεγαλύτερη θέρμανση να σημειώνεται στις βόρειες και ανατολικές ηπειρωτικές περιοχές (Giorgi and Lionello, 2008).



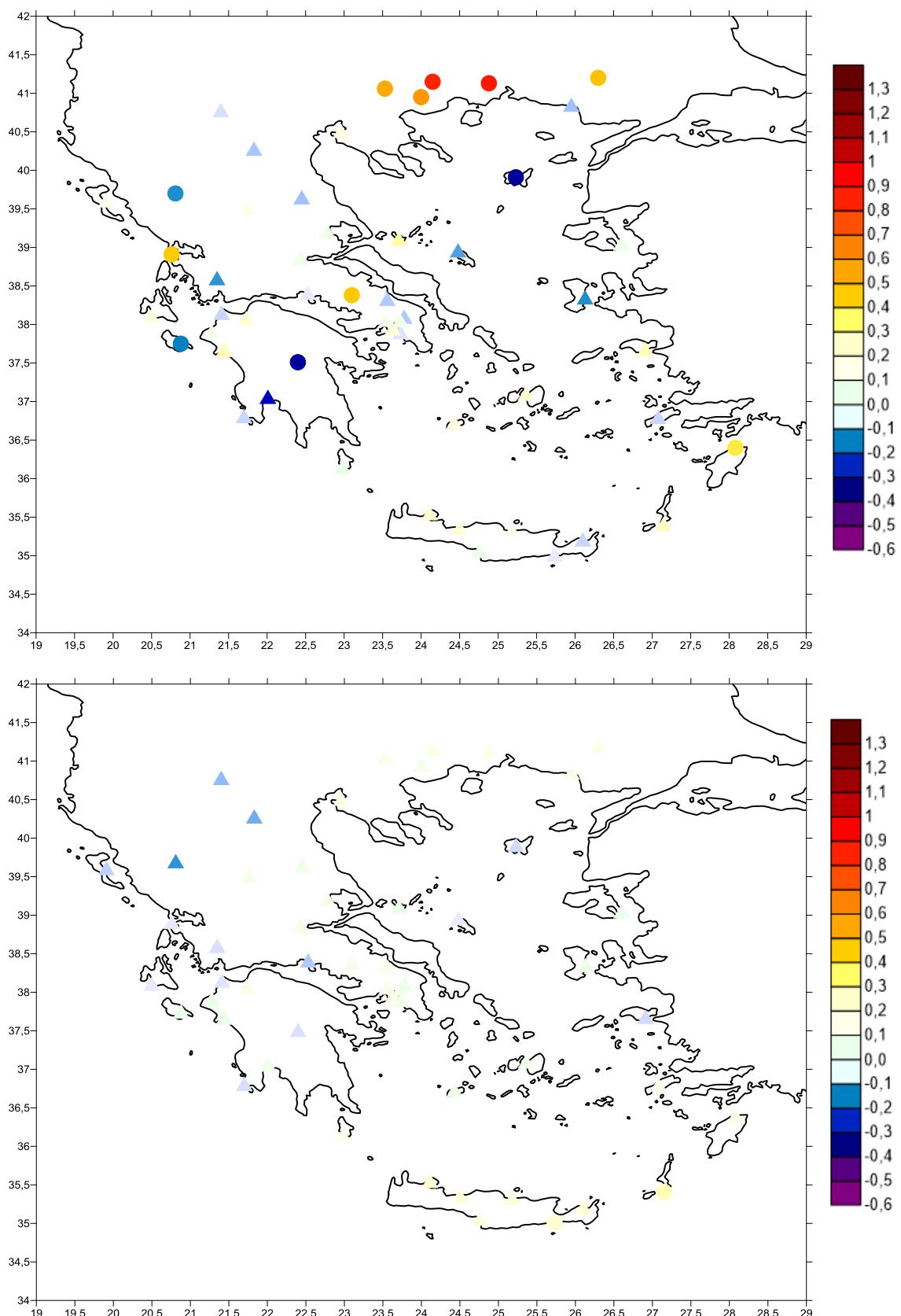
ΕΙΚΟΝΑ 7.22. Τάσεις μέσης θερμοκρασίας το χειμώνα ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).



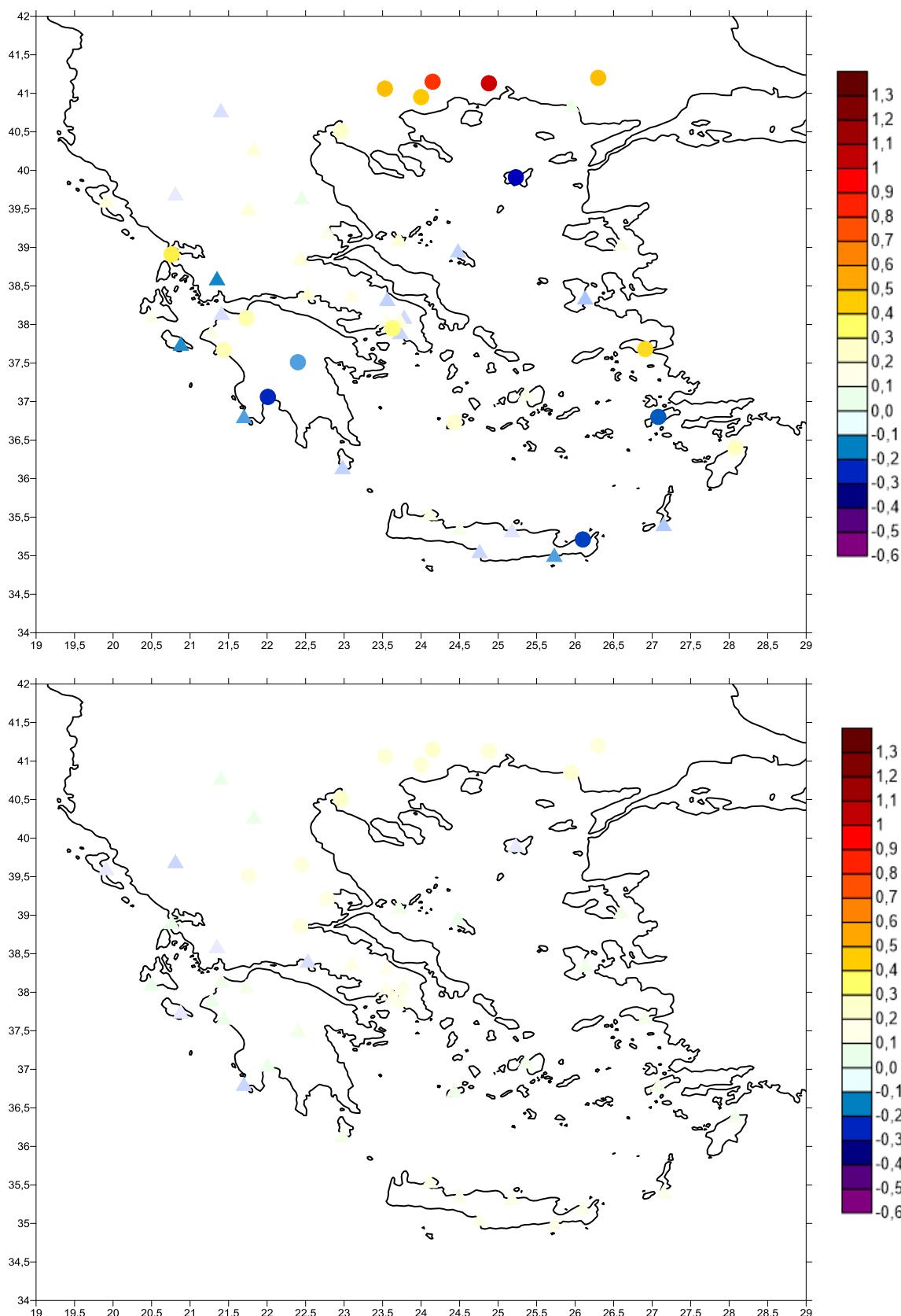
ΕΙΚΟΝΑ 7.23. Τάσεις μέσης θερμοκρασίας την άνοιξη ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).



ΕΙΚΟΝΑ 7.24. Τάσεις μέσης θερμοκρασίας το καλοκαίρι ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).



ΕΙΚΟΝΑ 7.25. Τάσεις μέσης θερμοκρασίας το φθινόπωρο ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).



ΕΙΚΟΝΑ 7.26. Τάσεις μέσης ετήσιας θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}/\text{δεκαετία}$) πριν (πάνω) και μετά (κάτω) την ομογενοποίηση. Τα τρίγωνα αντιπροσωπεύουν τις μη στατιστικά σημαντικές τάσεις και οι κύκλοι τις στατιστικά σημαντικές (95 %).

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το Βόρειο Ημισφαίριο και η Μεσόγειος, γνώρισαν μια περίοδο ψύξης μέχρι τα μέσα της δεκαετίας του '70 και μια τάση θέρμανσης αμέσως μετά. Προκειμένου να συγκρίνουμε τα αποτελέσματά μας με εκείνα που δημοσιεύθηκαν από τους Philandras et al. (2008), υπολογίσαμε τις ετήσιες και τις εποχικές τάσεις θερμοκρασίας για την περίοδο 1976-2000. Τα αποτελέσματα αυτής της ανάλυσης έδειξαν ότι μέση ετήσια σειρά θερμοκρασία των ομογενοποιημένων σειρών δείχνουν σε όλους τους σταθμούς μια αρνητική τάση την περίοδο 1960-1976, η οποία είναι στατιστικά σημαντική σχεδόν σε όλους τους σταθμούς σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %, ενώ κατά την περίοδο 1976-2004 παρατηρείται στατιστικά σημαντική θετική τάση (σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %) για την πλειοψηφία των σταθμών με εξαίρεση τον σταθμό της Λήμνου, όπου δεν εντοπίζεται στατιστικά σημαντική τάση. Οι ετήσιες και εποχικές τάσεις της θερμοκρασίας των ομογενοποιημένων χρονοσειρών για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας παρέχονται στους Πίνακες 7.5 και 7.6. Επίσης, ο Πίνακας 7.7 παρουσιάζει για επιλεγμένους σταθμούς που χρησιμοποιούνται και στη μελέτη των Philandras et al. (2008), τις ετήσιες και εποχικές τάσεις της περιόδου 1976-2000.

Οι τάσεις των ετήσιων θερμοκρασιών την περίοδο 1960-1976 κυμαίνεται από -0,04 °C/έτος (Σητεία) έως -0,09 °C/έτος (Φλώρινα). Από την άλλη πλευρά κατά τη διάρκεια της περιόδου 1976-2004 οι τάσεις των ετήσιων θερμοκρασιών κυμαίνονται από 0,02 °C/έτος (Λήμνος) έως 0,06 °C/έτος (Δράμα). Παρατηρείται ότι οι σταθμοί που βρίσκονται στη Βόρειο Ελλάδα παρουσιάζουν εντονότερη θέρμανση την περίοδο 1976-2004, ενώ οι σταθμοί της Κρήτης δείχνουν ασθενέστερη τάση ψύξης την περίοδο 1960-1976 σε σχέση με τους άλλους σταθμούς. Από τη σύγκριση των ετήσιων τάσεων της περιόδου 1976-2000 με τις αντίστοιχες τάσεις που υπολογίστηκαν από τους Philandras et al. (2008) προέκυψαν μερικά ενδιαφέροντα αποτελέσματα. Γενικά, οι τάσεις θέρμανσης που υπολογίστηκαν στην παρούσα διατριβή είναι για τους περισσότερους σταθμούς μεγαλύτερες κατά περίπου 0,05-0,5 °C/δεκαετία και για λίγους σταθμούς μικρότερες από 0,05-0,2 °C/δεκαετία από εκείνες που υπολογίστηκαν από τους Philandras et al. (2008). Για παράδειγμα στην προηγούμενη μελέτη ο ρυθμός θέρμανσης στην Κω ήταν 0,008 °C/έτος, ενώ με βάση τις ομογενοποιημένες σειρές είναι 0,03 °C/έτος, που αντιστοιχεί σε μια αύξηση της τάσης κατά περίπου 4 φορές. Στο σημείο αυτό αξίζει να αναφερθεί ότι κατά τη διαδικασία ομογενοποίησης η Κως είχε ένα σημείο ρήξης το 1981 το οποίο επιβεβαιώνεται από τα μεταδεδομένα. Επίσης με βάση την παρούσα ανάλυση τάσεων, όλοι οι επιλεγμένοι σταθμοί του Πίνακα 7.7 έχουν θετικές ετήσιες τάσεις την περίοδο 1976-2000, ενώ στην προηγούμενη μελέτη υπήρχαν σταθμοί (π.χ. Σητεία, Τρίκαλα) με αρνητικές τάσεις.

Η ανάλυση των ομογενοποιημένων σειρών μέσης θερμοκρασίας του καλοκαιριού δείχνει μια γενική τάση ψύξης την περίοδο 1960-1976 και μια αντίστοιχη τάση θέρμανσης την περίοδο 1976-2004. Όσον αφορά τη στατιστική σημαντικότητα των τάσεων, παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σταθμοί την πρώτη περίοδο (1960-1976) έχουν στατιστικά σημαντικές αρνητικές τάσεις σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 % (συγκεκριμένα 2 σταθμοί σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99,9 %, 22 σταθμοί σε 99 % ε.ε., 15 σε 95 % ε.ε. και 6 σε 90 % ε.ε.), ενώ τη δεύτερη περίοδο (1976-2004) η πλειοψηφία των σταθμών χαρακτηρίζεται από θετικές τάσεις σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99 % (συγκεκριμένα 37 σταθμοί σε 99,9 % ε.ε., 13 σε 99 % ε.ε. και 2 σε 95 % ε.ε.). Το μέγεθος των τάσεων ψύξης και θέρμανσης είναι κατά μέσο όρο -0,07 και 0,07 °C/έτος αντίστοιχα.

Παρά το γεγονός ότι οι αυξητικές τάσεις κατά την περίοδο 1976-2000 που εντοπίστηκαν από τους Philandras et al. (2008) παρουσιάζουν ομοιότητες ως προς το πρόσημο και τη στατιστική σημαντικότητα, παρουσιάζουν διαφορές ως προς το μέγεθος των τάσεων. Πιο συγκεκριμένα, η σειρά μέσης θερμοκρασίας του καλοκαιριού της Σητείας είχε στην προηγούμενη μελέτη μη στατιστικά σημαντική αρνητική τάση (-0,014 °C/έτος), ενώ με βάση την ομογενοποιημένη σειρά η τάση βρέθηκε να είναι θετική και στατιστικά σημαντική (0,049 °C/έτος). Αυτό σημαίνει ότι η μετεγκατάσταση του σταθμού της Σητείας το 1985 από την πόλη στο αεροδρόμιο και η διόρθωση των ανομοιογενειών προκάλεσε αυτή τη διαφορά στο μέγεθος της τάσης. Επίσης, σε αυτή τη διατριβή διαπιστώσαμε μια αύξηση της μέσης θερμοκρασίας του καλοκαιριού για τον σταθμό της Κω σε διπλάσιο ποσοστό από εκείνο που αναφέρθηκε στην εργασία των Philandras et al.(2008). Αυτή η διαφορά αποδίδεται επίσης στη μετεγκατάσταση του σταθμού και στην επίδραση της ομογενοποίησης. Από την άλλη πλευρά, ο ρυθμός αύξησης της θερμοκρασίας που υποδεικνύεται από την ομογενοποιημένη σειρά του καλοκαιριού του σταθμού της Κοζάνης είναι κατά 25 % μικρότερος εκείνου που αναφέρουν οι Philandras et al. (2008). Παρά το γεγονός ότι δεν υπάρχουν διαθέσιμα μεταδεδομένα για τον σταθμό της Κοζάνης, όλες οι μέθοδοι ομογενοποίησης εντόπισαν ένα σημείο ρήξης μεταξύ του 1983 και του 1985.

Το χειμώνα, επικρατούν αρνητικές τάσεις από την αρχή της περιόδου μέχρι τα μέσα της δεκαετίας του '70, ενώ θετικές και αρνητικές τάσεις εμφανίζονται κατά τατελευταία 29 έτη (έως το 2004). Ο συνολικός μέσος ρυθμός ψύξης είναι -0,05 °C/έτος και ο μέσος ρυθμός θέρμανσης 0,01 °C/έτος. Οι χειμερινές τάσεις κατά τη διάρκεια της δεύτερης περιόδου δεν είναι στατιστικά σημαντικές. Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε συμφωνία με τους Klein Tank et al. (2002) οι οποίοι δείχνουν ότι η θέρμανση το χειμώνα στην Ευρώπη κατά την περίοδο 1976-1999 δεν καταγράφεται στους ελληνικούς σταθμούς. Οι περισσότερες τάσεις την

περίοδο 1960-1976, δεν είναι στατιστικά σημαντικές με εξαίρεση ορισμένους σταθμούς στο Νότιο και Ανατολικό Αιγαίο, που δείχνουν στατιστικά σημαντικές αρνητικές τάσεις.

Η πιο σημαντική διαφορά που προκύπτει από τη σύγκριση των πρόσφατων τάσεων της μέσης θερμοκρασίας του χειμώνα την περίοδο 1976-2000 με εκείνες που υπολογίστηκαν από τους Philandras et al. (2008), είναι ότι το 30 % των σταθμών που φέρεται να παρουσιάζει αρνητική τάση στην εργασία τους, παρουσιάζει πλέον (μετά την ομογενοποίηση) θετική τάση, η οποία σε μεμονωμένες περιπτώσεις είναι 6-7 φορές μεγαλύτερη. Επίσης, σε μόνο 3 περιπτώσεις οι πρόσφατες τάσεις είναι μικρότερες (κατά 0,1-0,2 °C/δεκαετία) από τις προηγούμενες.

Ομοίως με το χειμώνα, οι μέσες θερμοκρασίες την άνοιξη μειώνονται μέχρι το 1976 και αυξάνονται αμέσως μετά. Ο μέσος όρος πτώσης και ανόδου των τάσεων είναι -0,02 και 0,02 °C/έτος αντίστοιχα. Ωστόσο, αυτές οι τάσεις δεν είναι στατιστικά σημαντικές ούτε κατά την πρώτη, ούτε κατά τη δεύτερη περίοδο. Συγκρίνοντας και πάλι τις τάσεις την άνοιξη κατά την περίοδο 1976-2000, με αυτές που αναφέρθηκαν από τους Philandras et al. (2008), αξίζει να σημειωθεί ότι το μέγεθος της τάσης που υπολογίσαμε στην παρούσα διατριβή είναι μεγαλύτερο στους μισούς σταθμούς περίπου και μικρότερο μόνο σε δύο σταθμούς. Οι πιο αξιοσημείωτες αλλαγές στις τάσεις εντοπίζονται στη Σητεία και στην Κω καθώς παρουσιάζουν αρνητική τάση στην εργασία των Philandras et al. (2008), ενώ εμείς διαπιστώσαμε θετική τάση μη στατιστικά σημαντική.

Κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου και για την περίοδο από το 1960 έως το 1976, τα δεδομένα από το σύνολο των 52 σταθμών δείχνουν πτωτική τάση της τάξης του -0,16 έως -0,04 °C/έτος, ενώ την περίοδο 1976-2004 εντοπίζονται τάσεις ανόδου της μέσης θερμοκρασίας που κυμαίνονται 0,01 - 0,07 °C/έτος. Όσον αφορά τη στατιστική σημαντικότητα, περίπου οι μισοί σταθμοί δείχνουν μια στατιστικά σημαντική τάση ψύξης (1960-1976) σε 95 % ε.ε., ενώ για την περίοδο 1976-2004 μόνο το 30 % των σταθμών παρουσιάζει στατιστικά σημαντική (95 % ε.ε.) τάση θέρμανσης, οι περισσότεροι από τους οποίους βρίσκονται στην Κρήτη και στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου. Η σύγκριση με τα αποτελέσματα των Philandras et al. (2008) αποκαλύπτει και πάλι διαφορές ως προς το μέγεθος, το πρόσημο και τη σημαντικότητα. Υπάρχουν τάσεις που μετά τα μέσα της δεκαετίας του '70 άλλαξαν πρόσημο από αρνητικό σε θετικό (π.χ. Τρίπολη και Σητεία), καθώς και τάσεις που άλλαξαν σημαντικά σε μέγεθος (π.χ. Τρίκαλα και Αλεξανδρούπολη).

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά καθίσταται σαφές ότι η διαδικασία ομογενοποίησης έχει επηρεάσει όλες τις τάσεις (ετήσιες και εποχικές). Οι διαφορές που

προέκυψαν μεταξύ των τάσεων ήταν σε πολλές περιπτώσεις αισθητές. Όλες οι εποχές, από την αρχή της εξεταζόμενης περιόδου έως το 1976, δείχνουν μια γενική τάση ψύξης, αλλά οι σημαντικότερες πτωτικές τάσεις ανιχνεύθηκαν κυρίως το καλοκαίρι και το φθινόπωρο. Επίσης, κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου μια ξεχωριστή σημαντική τάση ψύξης εντοπίζεται στην ετήσια σειρά. Αντιθέτως, κατά την τελευταία περίοδο των 29 ετών, μια συνολική σημαντική τάση αύξησης της θερμοκρασίας εμφανίζεται στην ετήσια και στις εποχικές σειρές. Αυτή η ανοδική τάση της μέσης θερμοκρασίας φαίνεται πιο καθαρά το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, όπου και σχεδόν όλες οι τάσεις είναι στατιστικά σημαντικές.

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.5 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (°C/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, * για 99,9 %) των ομογενοποιημένων ετήσιων σειρών θερμοκρασίας των περιόδων 1960-1976 και 1976-2004.**

Name	Annual 1960-1976			Annual 1976-2004		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Serres	-2,60	**	-0,066	3,71	***	0,047
Drama	-3,17	**	-0,081	4,24	***	0,056
Kavala	-2,68	**	-0,085	3,92	***	0,052
Xanthi	-3,22	**	-0,081	3,28	**	0,047
Soufli	-2,89	**	-0,079	3,25	**	0,042
Florina	-3,01	**	-0,087	2,25	*	0,027
Macedonia	-3,05	**	-0,078	4,09	***	0,055
Alexandroupoli	-2,64	**	-0,071	3,79	***	0,050
Kozani	-3,01	**	-0,073	2,53	*	0,033
Corfu	-3,83	***	-0,062	2,78	**	0,030
Ioannina	-3,58	***	-0,068	2,46	*	0,027
Aktio	-3,75	***	-0,071	3,15	**	0,032
Trikala	-2,64	**	-0,068	3,15	**	0,035
Larisa	-2,35	*	-0,062	3,32	***	0,039
Limnos	-2,47	*	-0,071	1,58		0,019
Skopelos	-1,85	+	-0,057	2,14	*	0,026
Aghialos	-2,47	*	-0,049	2,93	**	0,033
Mytilini	-2,35	*	-0,069	2,55	*	0,031
Agrinio	-4,21	***	-0,085	3,02	**	0,036
Aliartos	-2,27	*	-0,061	2,78	**	0,036
Lamia	-2,10	*	-0,057	3,38	***	0,040
Andravida	-2,97	**	-0,073	2,91	**	0,033
Skyros	-2,10	*	-0,053	2,29	*	0,028
Argostoli	-3,84	***	-0,079	2,66	**	0,031
Araxos	-3,05	**	-0,066	3,21	**	0,031
Patra	-3,71	***	-0,066	3,10	**	0,032
Desfina	-3,88	***	-0,085	2,42	*	0,028
Tanagra	-2,31	*	-0,057	3,04	**	0,036
N. Filadelfeia	-2,35	*	-0,059	3,19	**	0,036
Chios	-2,47	*	-0,059	3,17	**	0,042
Pyrgos	-3,67	***	-0,070	3,38	***	0,032
Tripoli	-3,51	***	-0,080	2,29	*	0,034
Tatoi	-2,80	**	-0,074	3,32	***	0,043
Helleniko	-2,14	*	-0,046	3,08	**	0,040
Piraeus	-2,10	*	-0,051	2,87	**	0,035
Eleusina	-2,39	*	-0,057	3,34	***	0,039
Zakynthos	-3,75	***	-0,066	3,08	**	0,038
Samos	-2,43	*	-0,054	3,10	**	0,035
Kalamata	-3,38	***	-0,068	3,04	**	0,031
Naxos	-2,56	*	-0,062	2,85	**	0,028
Methoni	-4,08	***	-0,076	3,25	**	0,028
Milos	-3,18	**	-0,080	2,38	*	0,027
Kos	-3,06	**	-0,075	3,21	**	0,035
Kythira	-3,34	***	-0,072	3,47	***	0,037
Souda	-2,60	**	-0,058	2,87	**	0,031
Rhodes	-2,97	**	-0,068	3,08	**	0,034
Heraklio	-2,68	**	-0,046	2,78	**	0,028
Ierapetra	-2,39	*	-0,048	2,87	**	0,033
Siteia	-2,23	*	-0,044	3,26	**	0,036
Rethimno	-2,18	*	-0,051	3,13	**	0,038
Tympaki	-3,13	**	-0,045	2,72	**	0,029
Karpathos	-2,94	**	-0,053	2,68	**	0,033

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.6 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen ($^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, * για 99,9 %) των ομογενοποιημένων εποχικών σειρών θερμοκρασίας τις περιόδους 1960-1976 και 1976-2004.**

Name	Winter 1960-1976		Winter 1976-2004		Spring 1960-1976		Spring 1976-2004		Summer 1960-1976		Summer 1976-2004		Autumn 1960-1976		Autumn 1976-2004		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.
Serres	-0,04		-0,006	0,71		0,013	-0,49		-0,031	1,52		0,029	-3,13 **	-0,08	4,47 ***	0,093	-2,18 *
Drama	-0,74		-0,035	2,20 *		0,047	-0,25		-0,019	1,37		0,033	-2,97 **	-0,10	3,96 ***	0,082	-2,60 **
Kavala	-1,15		-0,049	1,69 +		0,040	-0,74		-0,034	1,35		0,028	-3,34 ***	-0,11	3,53 ***	0,086	-2,43 *
Xanthi	-1,11		-0,036	1,29		0,024	-0,58		-0,019	1,28		0,036	-2,80 **	-0,09	3,92 ***	0,077	-2,84 **
Soufli	-1,03		-0,065	0,39		0,009	-0,16		-0,010	0,92		0,026	-2,93 **	-0,08	4,66 ***	0,104	-2,84 **
Florina	0,00		-0,005	-0,39		-0,008	-0,41		-0,020	0,24		0,010	-2,80 **	-0,11	2,23 *	0,058	-3,01 **
Macedonia	-0,62		-0,028	1,80 +		0,028	-0,99		-0,046	1,65 +		0,035	-3,18 **	-0,10	4,32 ***	0,087	-2,60 **
Alexandroupoli	-1,36		-0,064	0,98		0,018	0,00		0,001	1,46		0,028	-2,10 *	-0,07	4,20 ***	0,096	-2,35 *
Kozani	0,00		-0,002	-0,17		-0,001	-0,54		-0,046	0,53		0,015	-1,48	-0,10	2,70 **	0,067	-2,80 **
Corfu	-0,45		-0,020	-0,06		-0,001	-0,70		-0,029	1,14		0,027	-2,56 *	-0,08	3,62 ***	0,069	-3,18 **
Ioannina	-0,74		-0,053	-0,06		-0,002	-0,41		-0,018	0,51		0,013	-1,69 +	-0,09	2,48 *	0,062	-3,09 **
Aktio	-1,15		-0,051	0,45		0,011	-0,91		-0,029	1,05		0,019	-3,13 ***	-0,08	3,77 ***	0,064	-2,80 **
Trikala	-0,74		-0,038	0,39		0,006	-0,66		-0,028	1,24		0,029	-2,85 **	-0,08	2,85 **	0,067	-2,52 *
Larisa	-0,21		-0,017	0,17		0,004	-0,21		-0,019	1,37		0,033	-2,56 *	-0,10	3,21 **	0,068	-2,72 **
Limnos	-1,28		-0,037	2,12 *		0,038	-0,29		-0,010	0,00		0,000	-1,77 +	-0,05	4,37 ***	0,076	-2,39 *
Skopelos	-0,66		-0,033	-0,28		-0,005	-1,19		-0,044	0,58		0,013	-2,36 *	-0,07	3,49 ***	0,069	-1,57
Aghialos	0,00		0,000	0,49		0,008	-0,62		-0,041	1,18		0,024	-1,77 +	-0,05	2,98 **	0,057	-2,14 *
Mytilini	-2,10 *		-0,116	-0,24		-0,005	-0,58		-0,021	0,86		0,016	-1,65 +	-0,03	3,64 ***	0,073	-2,39 *
Agrinio	-1,40		-0,067	0,41		0,004	-1,66 +		-0,032	0,75		0,021	-3,50 ***	-0,11	3,74 ***	0,077	-3,05 **
Aliartos	-0,87		-0,047	0,00		0,000	-0,74		-0,031	1,01		0,031	-2,60 **	-0,08	2,91 *	0,067	-2,56 *
Lamia	-0,41		-0,039	0,56		0,012	-0,58		-0,027	1,22		0,029	-2,27 *	-0,08	3,04 **	0,060	-2,39 *
Andravida	-1,11		-0,059	-0,04		-0,001	-1,03		-0,028	1,84 +		0,033	-3,05 **	-0,09	3,57 ***	0,057	-2,80 **
Skyros	-1,40		-0,067	-0,13		-0,001	-0,49		-0,023	0,62		0,016	-1,61	-0,03	3,92 ***	0,067	-2,27 *
Argostoli	-1,03		-0,026	0,00		0,000	-1,36		-0,036	1,13		0,022	-2,92 **	-0,09	4,20 ***	0,076	-3,38 ***
Araxos	-1,40		-0,059	0,00		0,000	-0,91		-0,017	1,39		0,025	-2,06 *	-0,06	3,90 ***	0,057	-2,18 *
Patra	-1,48		-0,052	-0,60		-0,008	-1,19		-0,038	1,16		0,017	-2,60 **	-0,09	3,77 ***	0,062	-2,64 **
Desfina	-1,98 *		-0,079	0,06		0,000	0,00		-0,003	0,90		0,019	-2,73 **	-0,11	3,15 **	0,065	-2,76 **
Tanagra	-0,78		-0,050	-0,11		-0,002	0,00		0,000	0,69		0,025	-2,03 *	-0,06	3,08 **	0,067	-2,56 *
N. Filadelfeia	-1,07		-0,030	0,36		0,006	-0,04		0,000	0,94		0,022	-2,35 *	-0,07	3,47 ***	0,067	-2,47 *
Chios	-2,02 *		-0,086	0,71		0,011	-0,41		-0,015	1,09		0,023	-1,70 +	-0,05	4,09 ***	0,082	-2,51 *
Pyrgos	-1,15		-0,045	0,00		0,000	-1,28		-0,027	1,05		0,017	-2,60 **	-0,07	4,03 ***	0,070	-2,72 **
Tripoli	-1,57		-0,050	-0,15		-0,002	-0,33		-0,011	0,60		0,012	-3,09 **	-0,13	2,63 **	0,063	-3,42 ***
Tatoi	-1,61		-0,073	0,36		0,005	-0,04		-0,003	1,09		0,025	-2,19 *	-0,06	3,30 ***	0,077	-2,18 *
Helleniko	-0,95		-0,035	-0,43		-0,008	0,21		0,008	1,20		0,028	-2,31 *	-0,07	3,68 ***	0,089	-1,61
Piraeus	-0,54		-0,030	0,06		0,000	-0,29		-0,007	0,96		0,022	-2,90 **	-0,07	3,32 ***	0,079	-2,39 *
Eleusina	-1,77 +		-0,061	0,64		0,007	0,29		0,005	1,24		0,029	-2,19 *	-0,05	3,40 ***	0,068	-2,35 *
Zakynthos	-1,11		-0,031	-0,34		-0,004	-1,65 +		-0,036	1,61		0,030	-2,72 **	-0,09	4,22 ***	0,077	-2,40 *
Samos	-1,77 +		-0,084	0,24		0,003	0,12		0,005	1,39		0,025	-1,24	-0,02	3,64 ***	0,083	-2,35 *
Kalamata	-1,69 +		-0,054	0,60		0,009	-1,32		-0,031	0,96		0,017	-3,13 **	-0,09	2,59 **	0,043	-2,60 **
Naxos	-2,76 **		-0,083	0,08		0,001	-1,07		-0,039	0,49		0,009	-1,40	-0,05	3,88 ***	0,062	-2,43 *
Methoni	-1,66 +		-0,053	0,41		0,008	-1,61		-0,045	1,50		0,021	-2,68 **	-0,07	4,04 ***	0,075	-2,51 *
Milos	-2,72 **		-0,108	-0,56		-0,006	-0,95		-0,029	0,51		0,011	-1,73 +	-0,06	3,94 ***	0,073	-3,05 **
Kos	-3,01 **		-0,133	0,77		0,012	-1,11		-0,025	0,92		0,020	-1,49	-0,02	4,26 ***	0,071	-2,47 *
Kythira	-2,48 *		-0,084	1,22		0,017	-0,58		-0,017	1,11		0,022	-2,23 *	-0,06	4,13 ***	0,073	-2,97 **
Souda	-2,43 *		-0,076	0,00		0,000	-0,33		-0,009	0,69		0,012	-2,52 *	-0,07	3,98 ***	0,062	-2,31 *
Rhodes	-2,51 *		-0,091	1,58		0,020	-0,95		-0,024	0,94		0,021	-1,81 +	-0,03	3,19 **	0,049	-2,19 *
Heraklio	-1,90 +		-0,059	0,21		0,004	-0,62		-0,016	0,79		0,015	-3,05 **	-0,07	3,57 ***	0,055	-1,53
Ierapetra	-1,98 *		-0,072	0,68		0,009	-0,21		-0,007	0,79		0,011	-2,10 *	-0,07	3,06 **	0,063	-1,48
Siteia	-2,10 *		-0,067	0,83		0,014	-0,17		0,000	1,07		0,018	-1,98 *	-0,06	4,24 ***	0,070	-1,11
Rethimno	-1,69 +		-0,067	0,81		0,010	-0,62		-0,017	0,62		0,016	-1,36	-0,04	4,13 ***	0,077	-2,35 *
Tympaki	-2,56 *		-0,076	0,24		0,006	-0,66		-0,019	0,99		0,015	-3,09 **	-0,07	3,21 **	0,068	-0,70
Karpathos	-2,14 *		-0,074	0,71		0,010	-0,12		-0,003	1,35		0,020	-2,72 **	-0,07	3,56 ***	0,060	-1,69

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.7 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (°C/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, * για 99,9 %) των ομογενοποιημένων ετήσιων και εποχικών σειρών θερμοκρασίας επιλεγμένων σταθμών την περίοδο 1976-2000.**

1976-2000		Annual		Winter		Spring		Summer		Autumn	
Name	Signific.	Q									
Alexandroupoli	**	0,047		0,027		0,024		***	0,093		0,052
Kozani	*	0,029		0,000		-0,001		*	0,074		0,044
Ioannina	+	0,024		-0,011		-0,004		*	0,069		0,032
Trikala	*	0,038		0,013		0,026		**	0,067		0,037
Macedonia	***	0,062	+	0,036		0,043		***	0,094	*	0,062
Larisa	**	0,041		0,004		0,029		**	0,070		0,050
Helleniko	*	0,044		0,010		0,026		***	0,091	+	0,053
N. Filadelfeia	*	0,038		0,010		0,020		***	0,067	+	0,047
Araxos	*	0,026		0,000		0,015		**	0,060	*	0,040
Tripoli		0,026		-0,011		0,010		*	0,062		0,030
Pyrgos	*	0,023		-0,008		0,001		***	0,070		0,033
Kythira	*	0,024		0,024		0,027		***	0,075	*	0,046
Corfu		0,022		-0,012		0,002		**	0,067		0,032
Methoni	*	0,020		0,002		0,010		**	0,050		0,030
Kos	*	0,029		0,023		0,008		***	0,070	*	0,045
Heraklio		0,020		0,007		0,008		**	0,044		0,038
Siteia	*	0,026		0,011		0,014		**	0,049	*	0,047
Mytilini		0,019		-0,012		0,011		***	0,071		0,030
Milos		0,021		0,000		0,012		**	0,067		0,043

Προκειμένου να εξεταστεί αν και κατά πόσον οι εποχικές και ετήσιες τάσεις μέσης θερμοκρασίας στην Ελλάδα συμφωνούν με εκείνες που επικρατούν στο Βόρειο Ημισφαίριο και σε ολόκληρο τον πλανήτη, χρησιμοποιήθηκαν οι σειρές αποχών του Βορείου Ημισφαιρίου καθώς και της υφηλίου. Τα δεδομένα αυτά είναι διαθέσιμα σε μηνιαία βάση από το 1850 έως σήμερα, σε ένα πλέγμα $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ και παρέχονται από το Climatic Research Unit at the University of East Anglia (CRU, 2014). Τα στοιχεία που παρέχονται από το πανεπιστήμιο CRU βασίζονται στις μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες που καταγράφονται από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς, από σταθμούς που είναι εγκατεστημένοι σε πλοία και από μετεωρολογικούς σημαντήρες που υπάρχουν σε όλο τον κόσμο. Κάθε σειρά θερμοκρασίας μετατρέπεται σε σειρά αποχής αφαιρώντας από τις μετρούμενες τιμές τις κανονικές τιμές της τριακονταπενταετίας 1961-1990. Το CRU παρέχει τις θερμοκρασίες σε σειρές αποχών επειδή οι επίγειοι σταθμοί βρίσκονται σε διαφορετικά υψόμετρα και οι διάφορες χώρες μετρούν τις μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες, χρησιμοποιώντας διαφορετικές μεθόδους και τύπους. Ως εκ τούτου, προκειμένου να αποφευχθούν σφάλματα που θα μπορούσαν να προκύψουν από αυτά τα προβλήματα, παρέχονται οι μηνιαίες αποχές της μέσης θερμοκρασίας. Η δημιουργία του συνόλου των επίγειων δεδομένων περιγράφεται

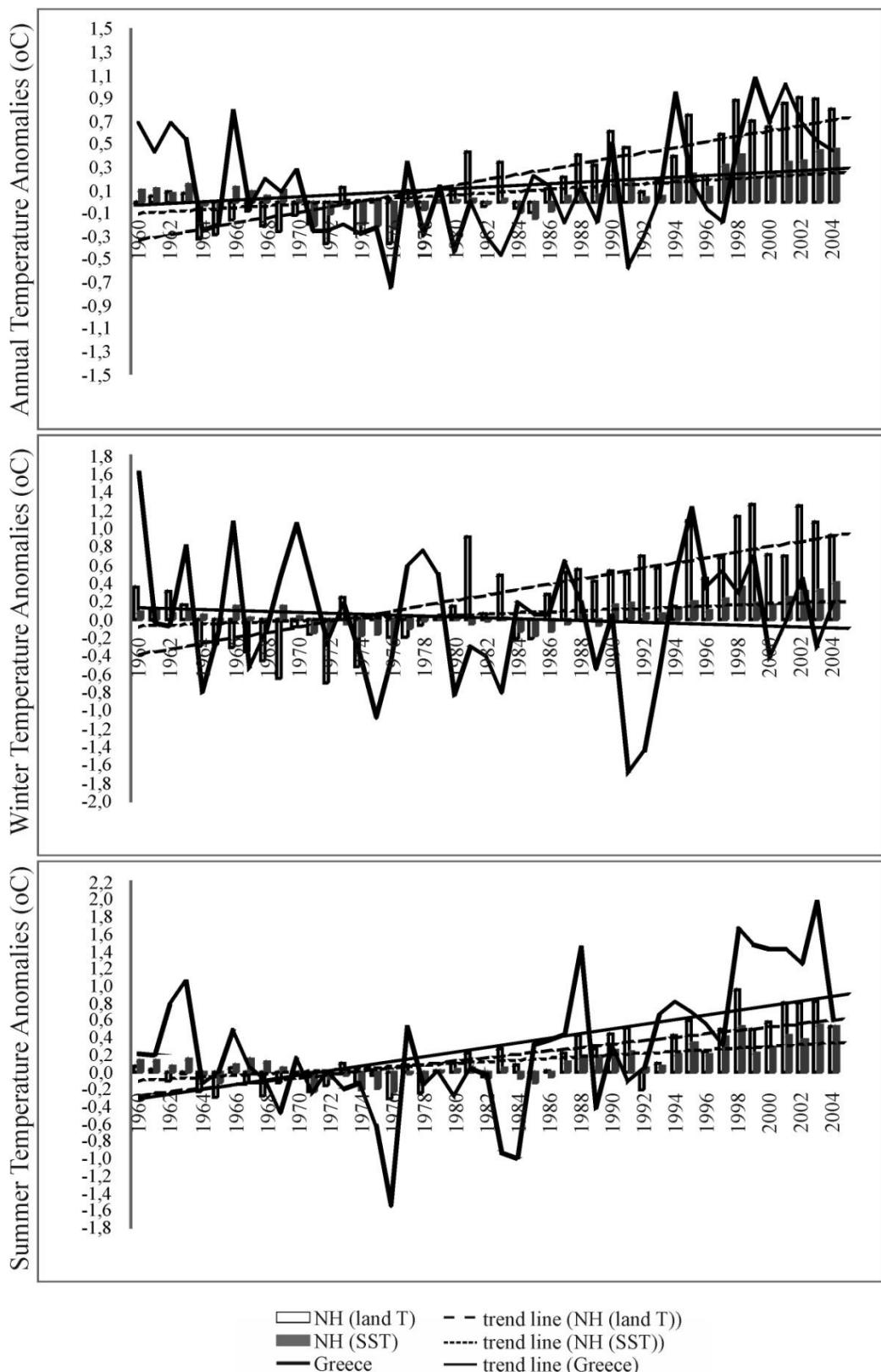
εκτενώς από τους Jones et al. (2012) και η σειρά της θερμοκρασίας των επιφανειακών θαλασσίων υδάτων (SST) από τους Kennedy et al. (2011).

Για λόγους σύγκρισης, υπολογίσαμε τις σειρές αποχών της μέσης θερμοκρασίας για κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά και για ολόκληρη την Ελλάδα, χρησιμοποιώντας ως σημείο αναφοράς την περίοδο 1961-1990. Κατόπιν εκτιμήσαμε τις εποχικές και ετήσιες τάσεις. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 7.8, ενώ στην Εικόνα 7.28 απεικονίζονται οι σειρές αποχών μέσης θερμοκρασίας στην Ελλάδα και στο Βόρειο Ημισφαίριο.

Είναι προφανές ότι οι ετήσιες τάσεις της μέσης θερμοκρασίας στην Ελλάδα μοιάζουν περισσότερο με τις τάσεις θερμοκρασίας των επιφανειακών θαλασσίων υδάτων (SST) στο Βόρειο Ημισφαίριο και στην υψηλό παρά με τις τάσεις της θερμοκρασίας του αέρα κοντά στην επιφάνεια της Γης (landT) στο Βόρειο Ημισφαίριο. Το συμπέρασμα αυτό είναι σε συμφωνία με αυτά που έχουν δημοσιευθεί από τους Repapis and Philandras (1988), Metaxas et al. (1991), Bartzokas et al. (1994), Philandras et al. (1994). Ωστόσο, η ετήσια τάση θερμοκρασίας στη Βόρειο Ελλάδα (κλιματική περιοχή A) φαίνεται ότι πλησιάζει τον παγκόσμιο ρυθμό αύξησης της θερμοκρασίας του αέρα κοντά στην επιφάνεια της Γης και του ρυθμού θέρμανσης του Βόρειου Ημισφαιρίου. Παρατηρώντας τις εποχικές τάσεις, είναι σαφές ότι οι θερμοκρασίες στην Ελλάδα το χειμώνα παρουσιάζουν αρνητική κλίση και δεν ταιριάζουν ούτε με την τάση υπερθέρμανσης του πλανήτη, ούτε με τη σειρά θερμοκρασίας του αέρα στο Βόρειο Ημισφαίριο, ούτε με την πορεία της θερμοκρασίας των επιφανειακών θαλασσίων υδάτων. Ωστόσο, στη μόνη κλιματική περιοχή που εμφανίζονται θετικές τάσεις το χειμώνα είναι στην περιοχή A, στην οποία η τάση είναι στατιστικά σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 % και η κλίση είναι ελαφρώς μεγαλύτερη και από το ρυθμό αύξησης της θερμοκρασίας των επιφανειακών θαλασσίων υδάτων και της θερμοκρασίας του αέρα κοντά στην επιφάνεια της Γης. Ενώ οι ετήσιες και εποχικές τάσεις της θερμοκρασίας του αέρα στην Ελλάδα είναι ανόμοιες από τις αντίστοιχες του Βορείου Ημισφαιρίου, η μέση θερμοκρασία το καλοκαίρι στην Ελλάδα δείχνει μια ισχυρή τάση θέρμανσης, στατιστικά σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99 %, η οποία είναι ελαφρώς υψηλότερη από την τάση του Ημισφαιρίου. Επιπλέον, το καλοκαίρι οι τάσεις σε όλες τις κλιματικές περιοχές είναι θετικές και στατιστικά σημαντικές, με την πιο έντονη αύξηση της θερμοκρασίας να εμφανίζεται στην ηπειρωτική χώρα (κλιματική περιοχή D), στη Βόρειο Ελλάδα (κλιματική περιοχή A) και στο Ανατολικό Αιγαίο (κλιματική περιοχή F).

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.8 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen ($^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, * για 99,9 %) των ομογενοποιημένων ετήσιων και εποχικών σειρών θερμοκρασίας σε κάθε κλιματική περιοχή, σε ολόκληρη τη χώρα, στο Βόρειο Ημισφαίριο και σε παγκόσμιο επίπεδο.**

1960-2004		Annual			Winter			Summer		
Time series	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	
Climatic Region A	2,45	*	0,018	1,98	*	0,012	3,63	***	0,031	
Climatic Region B	-0,21		-0,001	-0,53		-0,007	1,94	+	0,021	
Climatic Region C	0,18		0,001	-1,14		-0,007	2,04	*	0,015	
Climatic Region D	1,83	+	0,011	-0,03		0,000	3,60	***	0,032	
Climatic Region E	0,42		0,002	-0,90		-0,007	3,39	***	0,027	
Climatic Region F	0,87		0,005	-1,09		-0,009	3,96	***	0,030	
Climatic Region G	1,48		0,009	-0,69		-0,004	3,12	**	0,024	
Greece	1,09		0,006	-0,38		-0,003	3,08	**	0,025	
NH (land T)	5,94	***	0,025	5,37	***	0,043	5,66	***	0,021	
NH (SST)	3,82	***	0,008	3,24	**	0,006	4,29	***	0,011	
GLOBAL (land T)	6,17	***	0,021	5,53	***	0,029	5,88	***	0,018	
GLOBAL (SST)	5,64	***	0,009	5,49	***	0,008	5,31	***	0,010	



ΕΙΚΟΝΑ 7.27. Εποχικές και ετήσιες σειρές αποχών μέσης θερμοκρασίας στην Ελλάδα και στο Βόρειο Ημισφαίριο.

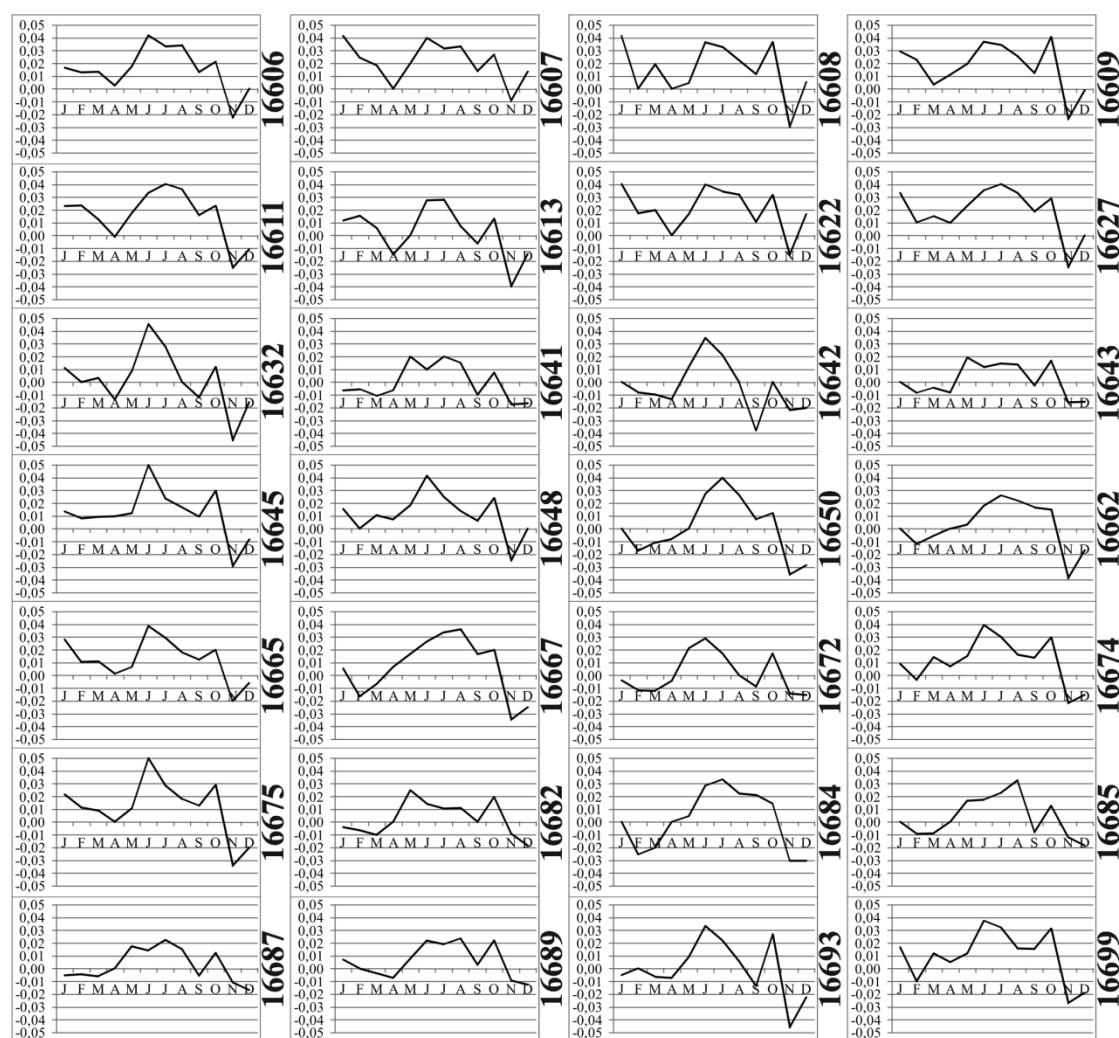
7.4.6 Ανάλυση Μηνιαίων Τάσεων Μέσης Θερμοκρασίας

Εκτός από την ανάλυση των ετήσιων και εποχικών τάσεων της μέσης θερμοκρασίας, αναλύσαμε επίσης και τις μηνιαίες τάσεις. Οι μηνιαίες τάσεις μέσης θερμοκρασίας για κάθε σταθμό ξεχωριστά απεικονίζονται στις Εικόνες 7.29 και 7.30. Η μέση μηνιαία θερμοκρασία παρουσιάζει τη μεγαλύτερη αύξηση στην κεντρική και νότια ηπειρωτική χώρα (κλιματική περιοχή D) στους σταθμούς των Τρικάλων και της Λαμίας κατά τη διάρκεια του Ιουνίου με τάση $0,05^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$. Και οι δύο τάσεις είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99,9 %. Σε γενικές γραμμές, στην ηπειρωτική χώρα και σε ημιορεινές περιοχές η αύξηση της θερμοκρασίας είναι πιο προφανής τον Ιούνιο, ενώ στις άλλες περιοχές η αύξηση καταγράφεται κυρίως τον Ιούλιο (μέγιστος ρυθμός αύξησης της θερμοκρασίας $0,045^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$), ενώ για ένα μικρό αριθμό σταθμών η μέγιστη αύξηση εντοπίζεται τον Αύγουστο (μέγιστος ρυθμός αύξησης της θερμοκρασίας $0,043^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$). Σχεδόν όλες οι τάσεις, τον Ιούνιο και τον Ιούλιο είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %, ενώ σε πάνω από τους μισούς σταθμούς οι τάσεις αυτούς τους δύο μήνες είναι σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης μεγαλύτερο από 99 %. Μοναδική εξαίρεση αποτελούν οι σταθμοί της Δυτικής Ελλάδας που παρουσιάζουν μη στατιστικά σημαντικές τάσεις.

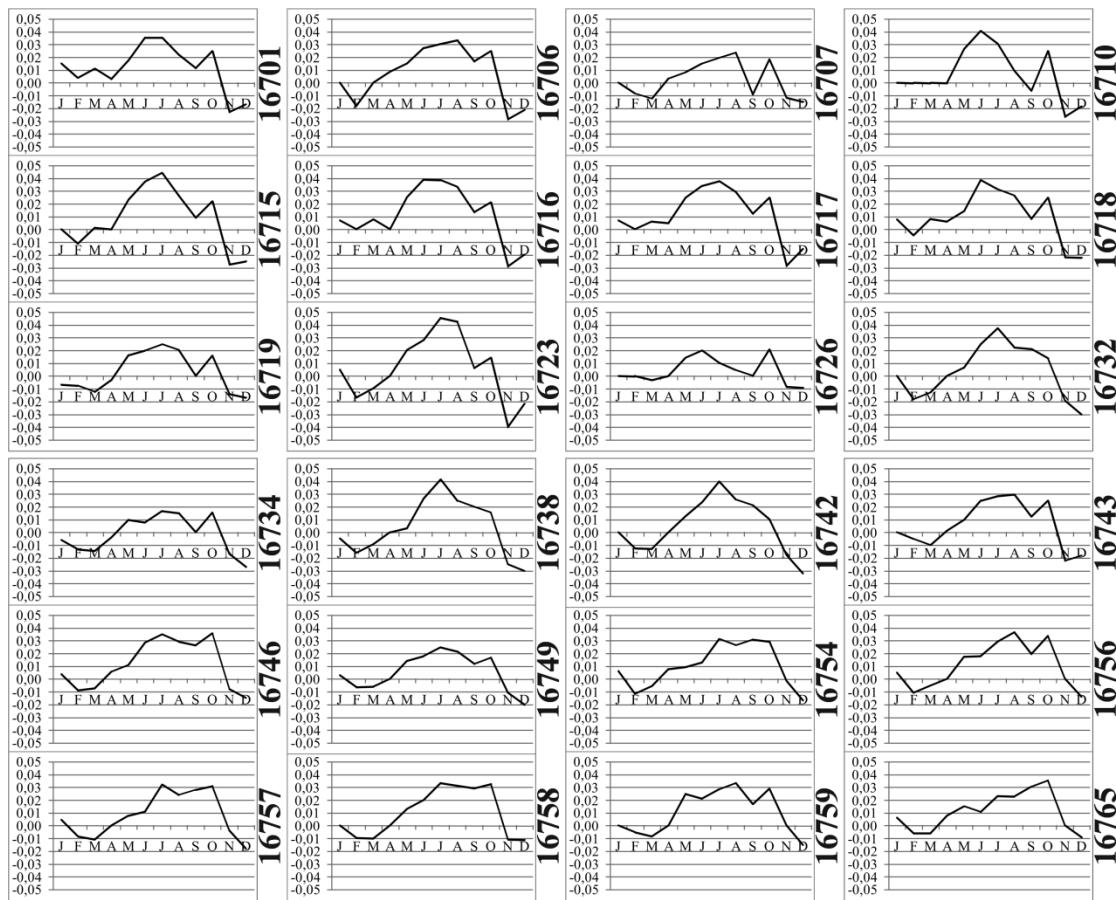
Μια ιδιαίτερα θετική τάση παρατηρείται τον Ιανουάριο κυρίως σε σταθμούς της Κεντρικής και Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, με μέγιστο ρυθμό αύξησης $0,041^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$. Επιπλέον, μια μικρότερη τάση θέρμανσης κατά την περίοδο Ιανουαρίου εμφανίζεται σε σταθμούς της κεντρικής ηπειρωτικής χώρας.

Από την άλλη πλευρά, η μηνιαία θερμοκρασία δείχνει τη μεγαλύτερη μείωση κατά το μήνα Νοέμβριο σε δύο ημιορεινούς σταθμούς, στη Δεσφίνα και την Κοζάνη, με ποσοστό μείωσης $-0,046^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$ περίπου. Και οι δύο τάσεις είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %. Επιπλέον, παρατηρείται ότι όλοι οι σταθμοί παρουσιάζουν αρνητική τάση τον Νοέμβριο με μέσο ρυθμό μείωσης $-0,02^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$. Αυτό το αποτέλεσμα είναι σε συμφωνία με την εργασία των Good et al. (2008), στην οποία επισημαίνεται ότι η ψύξη που παρατηρείται στην περιοχή του Αιγαίου εντοπίζεται κυρίως το Νοέμβριο και λιγότερο το Δεκέμβριο. Όσον αφορά το Δεκέμβριο, η ψύξη εμφανίζεται καθαρά σε σταθμούς του Βορείου, Κεντρικού και Ανατολικού Αιγαίου (ποσοστό $-0,02$ έως $-0,032^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$), ενώ μικρή τάση θέρμανσης μη στατιστική σημαντική παρατηρείται σε σταθμούς της Κεντρικής Μακεδονίας.

Ομοίως με τον Ιανουάριο, οι μηνιαίες θερμοκρασίες το Φεβρουάριο και το Μάρτιο δείχνουν μια τάση αύξησης σε σταθμούς της κεντρικής ηπειρωτικής χώρας και της Βορείου Ελλάδας, ενώ μια αντίστοιχη τάση ψύξης στους σταθμούς των υπολοίπων περιοχών. Τον Απρίλιο οι μέσες θερμοκρασίες δείχνουν μια ελαφρώς αρνητική ή θετική τάση (κάτω από ± 0.015 °C/έτος). Για το Μάιο και τον Οκτώβριο καταγράφονται μόνο θετικές τάσεις με ρυθμό Θέρμανσης 0,00 - 0,026 °C/έτος και 0,00 έως 0,04 °C/έτος αντίστοιχα. Τέλος, τάση αύξησης της μέσης θερμοκρασίας παρατηρείται το Σεπτέμβριο στους περισσότερους σταθμούς, ενώ τάση ψύξης παρατηρείται μόνο στους σταθμούς της Δυτικής Ελλάδας και κυρίως της Ηπείρου.



ΕΙΚΟΝΑ 7.28. Μηνιαίες τάσεις μέσης θερμοκρασίας ανά σταθμό.



ΕΙΚΟΝΑ 7.29. Μηνιαίες τάσεις μέσης θερμοκρασίας ανά σταθμό (συνέχεια).

7.4.7 Επιδράσεις της Ατμοσφαιρικής Κυκλοφορίας στη Μέση Θερμοκρασία

Προκειμένου να μελετήσουμε το πως επηρεάζει η ατμοσφαιρική κυκλοφορία τη μέση θερμοκρασία, χρησιμοποιήσαμε τους ατμοσφαιρικούς δείκτες τηλεσύνδεσης. Ο όρος ατμοσφαιρική τηλεσύνδεση αναφέρεται στη θετική ή αρνητική συσχέτιση μεταξύ μιας ή περισσοτέρων μετεωρολογικών παραμέτρων σε διάφορα ύψη μέσα στην τροπόσφαιρα μεταξύ δύο ή περισσοτέρων περιοχών που βρίσκονται σε μεγάλη απόσταση μεταξύ τους (Wallace and Gutzler, 1981).

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήσαμε τέσσερις δείκτες τηλεσύνδεσης με σκοπό τη συσχέτιση της μεταβλητότητας της μέσης θερμοκρασίας με την κυκλοφορία στη Μεσόγειο. Οι δείκτες αυτοί είναι: α) η Βορειοατλαντική Κύμανση ή North Atlantic Oscillation (NAO), β) η Αρκτική Κύμανση ή Arctic Oscillation (AO), γ) η Μεσογειακή Κύμανση ή Mediterranean Oscillation (MO) και δ) η Κύμανση Βόρειας Θάλασσας-Κασπίας ή North Sea-Caspian Pattern(NCP).

Η Βορειοατλαντική Κύμανση (NAO) καθορίζει μια μεγάλης κλίμακας κύμανση των ατμοσφαιρικών αερίων μαζών σε μεσημβρινή διεύθυνση μεταξύ των κέντρων του υποτροπικού υψηλού των Αζορών και του υποπολικού χαμηλού της Ισλανδίας και ορίζεται ως η διαφορά της ατμοσφαιρικής πίεσης ανηγμένη στη μέση στάθμη θάλασσας, ενός μετεωρολογικού σταθμού τοποθετημένου στο κέντρο δράσης του υψηλού των Αζορών, με την ατμοσφαιρική πίεση ανηγμένη στη μέση στάθμη θάλασσας ενός αλλού μετεωρολογικού σταθμού τοποθετημένου στο κέντρο δράσης του χαμηλού στην περιοχή της Ισλανδίας (Hurrell, 1995). Θετικές τιμές του δείκτη NAO δείχνουν μια σχετικά έντονη ζωνική κυκλοφορία με την επικράτηση δυτικής συνιστώσας ανέμων που έχουν ως αποτέλεσμα τη μεταφορά θερμών και υγρών αερίων μαζών στη Δυτική και Βορειοδυτική Ευρώπη. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση των κυκλογενέσεων και της βροχόπτωσης στο βορειοανατολικό Ατλαντικό και τη Βόρεια Ευρώπη με αποτέλεσμα την επικράτηση ψυχρότερων και ξηρότερων συνθηκών στη Γροιλανδία και τη Μεσόγειο και θερμότερων και υγρότερων στη Βόρεια Ευρώπη και τη Σκανδιναβία (Van Loon and Rogers, 1978; Rogers and Van Loon, 1979). Αντιθέτως αρνητικές τιμές του δείκτη ευνοούν τη μεταφορά ψυχρών μαζών από τους πόλους και επιφέρουν ψυχρούς χειμώνες στη Δυτική και Βορειοδυτική κυρίως Ευρώπη αλλά συνδέονται και με σχετικά ξηρότερο καιρό.

Η Αρκτική Κύμανση (AO) αναφέρεται σε παρόμοια ταλάντωση με το φαινόμενο NAO, αλλά σε διαφορετική περιοχή. Καθορίζει την επίδραση του Βορείου Πόλου στο κλίμα του Βορείου Ημισφαιρίου (Thompson and Wallace, 1998) και υπολογίζεται συγκρίνοντας τη διαφορά της επιφανειακής βαρομετρικής πίεσης στον αρκτικό κύκλο, δηλαδή σε γεωγραφικά πλάτη βορειότερα του 20° παραλλήλου με αυτή των γεωγραφικών πλατών 37° - 45° Β. Οι θετικές τιμές του δείκτη AO συνδέονται με ενίσχυση του πολικού χαμηλού με αποτέλεσμα οι ψυχρές αέριες μάζες από τον παγωμένο βορρά να εγκλωβίζονται σε βορειότερα πλάτη και να μη μπορούν να κινηθούν νοτιότερα, με αποτέλεσμα συνθήκες πιο υγρές από το κανονικό να επικρατούν στην Αλάσκα, τη Σκωτία και τη Σκανδιναβία και πιο ξηρές στις δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες και τη Μεσόγειο. Αντιθέτως, αρνητικές τιμές του δείκτη συνδέονται με την αποδόμηση του πολικού στροβίλου, με αποτέλεσμα την ευκολότερη κάθιδο ψυχρών αερίων μαζών προς τα νότια και ως εκ τούτου επικρατεί σχετικά ζεστός καιρός στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη και ψυχρός καιρός στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Έχει παρατηρηθεί επίσης στο Βόρειο Ημισφαίριο μια διείσδυση της AO μέχρι τα κατώτερα στρώματα της στρατόσφαιρας από τον Ιανουάριο έως το Μάρτιο (Thomson and Wallace, 2000).

Η Μεσογειακή Κύμανση θεωρείται ένας από τους κυριότερους παράγοντες της ατμοσφαιρικής μεταβλητότητας στη Μεσόγειο. Πρώτοι οι Conte et al. (1989) υπολόγισαν αυτόν το δείκτη από τη διαφορά των κανονικοποιημένων αποχών του γεωδυναμικού ύψους της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa στο Αλγέρι ($36,4^{\circ}$ Β, $3,1^{\circ}$ Α) και στο Κάιρο ($30,1^{\circ}$ Β, $31,4^{\circ}$ Α), δύο περιοχές της Δυτικής και Ανατολικής Μεσογείου. Αργότερα ο Palutikof (2003) έδωσε έναν άλλο ορισμό του δείκτη, ως τη διαφορά των κανονικοποιημένων αποχών της πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας μεταξύ του Γιβραλτάρ ($36,1^{\circ}$ Β, $5,3^{\circ}$ Δ) και του αεροδρομίου Λοντ (σήμερα Μπεν Γκουριόν) στο Ισραήλ ($32,0^{\circ}$ Β, $34,5^{\circ}$ Α).

Τέλος, η κύμανση μεταξύ Βόρειας Θάλασσας και Κασπίας Θάλασσας παρατηρήθηκε πρώτα από τους Kutiel and Benaroch (2002) και σχετίζεται με μεταβολές του κλίματος ιδιαίτερα πάνω από την Ευρώπη και τη δυτική Ασία. Αρνητικές τιμές του δείκτη NCP δείχνουν μία ενίσχυση της κυκλωνικής κυκλοφορίας στη Βόρεια Θάλασσα και μία ταυτόχρονη αύξηση της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας στην Κασπία Θάλασσα με αποτέλεσμα την επικράτηση νοτιοδυτικής κυκλοφορίας στα Βαλκάνια, τη δυτική Τουρκία και τη Μέση Ανατολή (Kutiel and Benaroch, 2002; Brunetti and Kutiel, 2011). Αντιθέτως, θετικές τιμές του δείκτη έχουν ως αποτέλεσμα την επικράτηση της βορειοανατολικής κυκλοφορίας στις προαναφερθείσες περιοχές οι οποίες επιφέρουν ψυχρότερες καιρικές συνθήκες.

Στην παρούσα διατριβή, για τους δείκτες NAO, MOI, NCP χρησιμοποιήσαμε τα δεδομένα που παρέχονται σε μηνιαία βάση από το Climatic Research Unit at the University of East Anglia (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data>) και για τον δείκτη AO χρησιμοποιήσαμε πάλι σε μηνιαία βάση τα δεδομένα από το National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (<http://www.cpc.noaa.gov>). Με βάση τις μηνιαίες τιμές των δεικτών υπολογίσαμε τις εποχικές και ετήσιες τιμές τους. Κατόπιν διερευνήθηκε η σχέση μεταξύ των δεικτών τηλεσύνδεσης και των ομογενοποιημένων (με βάση τη μέθοδο HOMER) δεδομένων μέσης θερμοκρασίας σε κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά, μέσω των συντελεστών συσχέτισης Pearson. Οι τιμές των συντελεστών συσχέτισης δίνονται στον Πίνακα 7.9.

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.9 : Συντελεστές συσχέτισης Pearson μεταξύ μέσης θερμοκρασίας και ατμοσφαιρικών δεικτών τηλεσύνδεσης NAOI, AOI, MOI, NCPI για την περίοδο 1960-2004. Οι έντονες τιμές δείχνουν τις στατιστικά σημαντικές συσχετίσεις σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %.

	region A	region B	region C	region D	region E	region F	region G
Annual							
NAOI	0,026	-0,029	-0,058	-0,083	-0,141	-0,139	-0,193
AOI	0,035	-0,143	-0,092	-0,096	-0,236	-0,165	-0,173
MOI	-0,009	0,003	0,007	-0,045	-0,104	-0,069	-0,077
NCPI	-0,247	-0,308	-0,192	-0,357	-0,443	-0,395	-0,399
Winter							
NAOI	0,033	-0,280	-0,455	-0,314	-0,328	-0,391	-0,442
AOI	-0,219	-0,465	-0,529	-0,503	-0,535	-0,549	-0,584
MOI	-0,243	-0,554	-0,678	-0,562	-0,537	-0,507	-0,575
NCPI	-0,482	-0,495	-0,533	-0,660	-0,704	-0,744	-0,711
Spring							
NAOI	0,130	0,088	0,085	0,031	-0,008	0,048	-0,083
AOI	0,325	0,341	0,339	0,254	0,106	0,206	0,128
MOI	-0,131	-0,085	-0,116	-0,174	-0,234	-0,240	-0,295
NCPI	-0,336	-0,331	-0,192	-0,328	-0,460	-0,356	-0,313
Summer							
NAOI	-0,237	-0,229	-0,249	-0,328	-0,437	-0,357	-0,487
AOI	-0,076	-0,279	-0,060	-0,182	-0,131	-0,054	-0,202
MOI	0,102	0,190	0,168	0,027	-0,117	-0,009	-0,111
NCPI	-0,269	-0,440	-0,069	-0,330	-0,228	-0,227	-0,255
Autumn							
NAOI	-0,094	-0,048	0,001	-0,133	-0,098	-0,126	-0,232
AOI	-0,188	-0,109	-0,031	-0,231	-0,276	-0,204	-0,223
MOI	-0,350	-0,347	-0,313	-0,300	-0,249	-0,265	-0,302
NCPI	-0,367	-0,202	-0,139	-0,425	-0,476	-0,447	-0,469

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα, οι συσχετίσεις μεταξύ του δείκτη NAO και των ετήσιων θερμοκρασιών είναι αρνητικές σε όλες τις περιοχές εκτός από τη Βόρειο Ελλάδα (περιοχή A). Ωστόσο δεν είναι κάποια από αυτές τις συσχετίσεις στατιστικά σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95 %. Σε αντίθεση, οι θερμοκρασίες το χειμώνα έδειξαν στατιστικά σημαντικές (σε 95 % ε.ε.) αρνητικές συσχετίσεις με τον δείκτη NAO, στις περισσότερες περιοχές με εξαίρεση τη Βόρειο Ελλάδα και τις νησιωτικές περιοχές (περιοχή B). Επίσης, κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού βρέθηκαν στατιστικά σημαντικές (σε 95 % ε.ε.) αρνητικές συσχετίσεις μεταξύ του NAOI και της μέσης θερμοκρασίας στην Κεντρική Ελλάδα και στα νησιά του Αιγαίου (περιοχές D, E, F, G). Την άνοιξη και το φθινόπωρο οι συσχετίσεις σε καμία περιοχή δεν ήταν στατιστικά σημαντικές.

Εξετάζοντας τις συσχετίσεις μεταξύ του δείκτη AO και της μέσης θερμοκρασίας, διαπιστώνουμε ότι δεν υπάρχουν στατιστικά σημαντικές συσχετίσεις (σε 95 % ε.ε.) μεταξύ του δείκτη και των ετήσιων, καλοκαιρινών και φθινοπωρινών θερμοκρασιών. Ωστόσο, το χειμώνα όλες οι περιοχές παρουσιάζουν ισχυρή, στατιστικά σημαντική (σε 95 % ε.ε.) αρνητική συσχέτιση, με μόνη εξαίρεση τη Βόρειο Ελλάδα (περιοχή A). Από την άλλη πλευρά, στατιστικώς σημαντικές (σε 95 % ε.ε.) θετικές συσχετίσεις διαπιστώθηκαν κατά τη διάρκεια της άνοιξης στη Βόρειο και Δυτική Ελλάδα και στις ημιορεινές περιοχές. Η θετική φάση του AO χαρακτηρίζεται από χαμηλά γεωδυναμικά ύψη (κάτω του μέσου όρου) στον Αρκτικό κύκλο τα οποία συνδέονται με έναν ισχυρό πολικό στρόβιλο και οδηγούν στην επικράτηση ισχυρών δυτικών ανέμων στην ανώτερη ατμόσφαιρα στα βόρεια γεωγραφικά πλάτη, οι οποίοι δεν επιτρέπουν τις ψυχρές αέριες μάζες να κατέβουν προς την Ευρώπη. Στην αρνητική φάση του AOI αυτά τα πρότυπα αντιστρέφονται. Το πολικό σύστημα χαμηλής πίεσης πάνω από την Αρκτική είναι ασθενέστερο, γεγονός που οδηγεί σε ασθενέστερους δυτικούς ανέμους, με αποτέλεσμα οι ψυχρές αέριες μάζες της Αρκτικής να κατέρχονται πιο Νότια στη Βόρεια Ευρώπη και την Ασία, ενώ αναπτύσσονται καταιγίδες στην περιοχή της Μεσογείου.

Ενώ στον δείκτη NAO αποδίδεται ένα ισχυρός ρόλος και επηρεάζει τις καιρικές συνθήκες στη Δυτική Μεσόγειο, φαίνεται ότι ο δείκτης NCPI έχει σημαντική και κρίσιμη επίδραση στη θερμοκρασία στην Ανατολική Μεσόγειο (Kutiel et al., 2002). Σε γενικές γραμμές, ο δείκτης NCPI συσχετίζεται αρνητικά με τη μέση θερμοκρασία σε ετήσια και εποχική βάση. Τα αποτελέσματα είναι σε συμφωνία με τους Brunetti και Kutiel (2011) οι οποίοι βρήκαν μια αρνητική συσχέτιση μεταξύ της θερμοκρασίας και του NCPI στη νοτιοανατολική λεκάνη της Μεσογείου. Οι πιο αξιόλογες στατιστικά σημαντικές (σε 95 % ε.ε.) αρνητικές συσχετίσεις μεταξύ του NCPI και της μέσης θερμοκρασίας, βρέθηκαν το χειμώνα στη λεκάνη του Αιγαίου (περιοχές E, F, G). Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε συμφωνία με προηγούμενες μελέτες στις οποίες διαπιστώθηκε ότι η επίδραση του NCPI στις θερμοκρασίες στην Ελλάδα είναι μεγαλύτερη στις ανατολικές περιοχές της χώρας και μικρότερη στις δυτικές (Kutiel et al., 2002; Kutiel, 2011). Επίσης, η επίδραση του NCPI στις καλοκαιρινές θερμοκρασίες σε όλες τις περιοχές είναι μικρότερη απ' ότι η αντίστοιχη το χειμώνα. Μπορεί να δει κανείς από τον Πίνακα 7.9 ότι οι δείκτες NCPI και MOI παρουσιάζουν ισχυρότερες συσχετίσεις με τη μέση θερμοκρασίας απ' ότι οι δείκτες NAOI και AOI. Αυτό δικαιολογείται από το γεγονός ότι οι δείκτες τηλεσύνδεσης NAOI και AOI υπολογίζονται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους (1000 hPa), ενώ οι δείκτες NCPI και MOI υπολογίζονται στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa. Επίσης, οι μελέτες των Kutiel et al.

(2002) και Gündüz και Ozso (2005) έδειξαν ότι, ενώ η επίδραση του δείκτη NAOI είναι ισχυρή στον Ατλαντικό Ωκεανό και στην Ευρώπη, ο δείκτης NCPI έχει μεγαλύτερη επίδραση στο κλίμα της Ανατολικής Μεσογείου, της Μαύρης και της Κασπίας Θάλασσας και επηρεάζει περισσότερο τη θερμοκρασία και τη βροχόπτωση των περιοχών αυτών.

Ως γενικό συμπέρασμα, οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των δεικτών τηλεσύνδεσης και της μέσης θερμοκρασίας είναι υψηλότεροι κατά τη διάρκεια του χειμώνα από ότι τις άλλες εποχές. Το αποτέλεσμα αυτό δεν αποτελεί έκπληξη, οι Hurrell et al. (2003) υποστηρίζουν ότι ο δείκτης NAOI είναι ισχυρότερος κατά τους χειμερινούς μήνες από το Δεκέμβριο έως το Μάρτιο όταν κατά τη θετική του (αρνητική) φάση εμφανίζεται βαθύτερο (ρηχότερο) το υποπολικό χαμηλό της Ισλανδίας και ισχυρότερο (ασθενέστερο) το υποτροπικό υψηλό των Αζορών. Επίσης ο Kutiel (2011) ανέφερε ότι ο δείκτης NCPI είναι εντονότερος κατά τη διάρκεια του χειμώνα και τις μεταβατικές εποχές, ενώ οι Feidas et al. (2004) βρήκαν ότι οι δείκτες NAOI και MOI εξηγούν τη διακύμανση της θερμοκρασίας στον ελληνικό χώρο μόνο το χειμώνα. Το χειμώνα, τα ατμοσφαιρικά πρότυπα τηλεσύνδεσης τείνουν να είναι πιο ισχυρά ιδιαίτερα στο Βόρειο Ημισφαίριο, όταν η ατμοσφαιρική κυκλοφορία είναι εντονότερη (IPCC, 2007). Αυτό μπορεί να αποδοθεί στο γεγονός ότι κατά τη διάρκεια του χειμώνα η ατμόσφαιρα είναι δυναμικά πιο ενεργή και η διαφορά μεταξύ της θερμοκρασίας του αέρα και της θάλασσας είναι υψηλότερη.

Στον Πίνακα 7.10 παρατίθενται ο ψυχρότερος και θερμότερος χειμώνας ανά κλιματική περιοχή, οι μέσες τιμές θερμοκρασίας που καταγράφονται σε κάθε κλιματική περιοχή κατά τη διάρκεια του ψυχρότερου και θερμότερου χειμώνα με βάση τις ομογενοποιημένες σειρές που προέκυψαν από τη μέθοδο HOMER και η φάση (θετική ή αρνητική) του κάθε ατμοσφαιρικού δείκτη τηλεσύνδεσης τους δύο χειμώνες. Οι δύο ψυχρότεροι χειμώνες (1991 και 1992) έχουν εμφανιστεί κατά τη διάρκεια της θετικής φάσης όλων των δεικτών κυκλοφορίας. Επίσης, ο πιο θερμός χειμώνας συνέβη κατά τη διάρκεια της αρνητικής φάσης των δεικτών κυκλοφορίας.

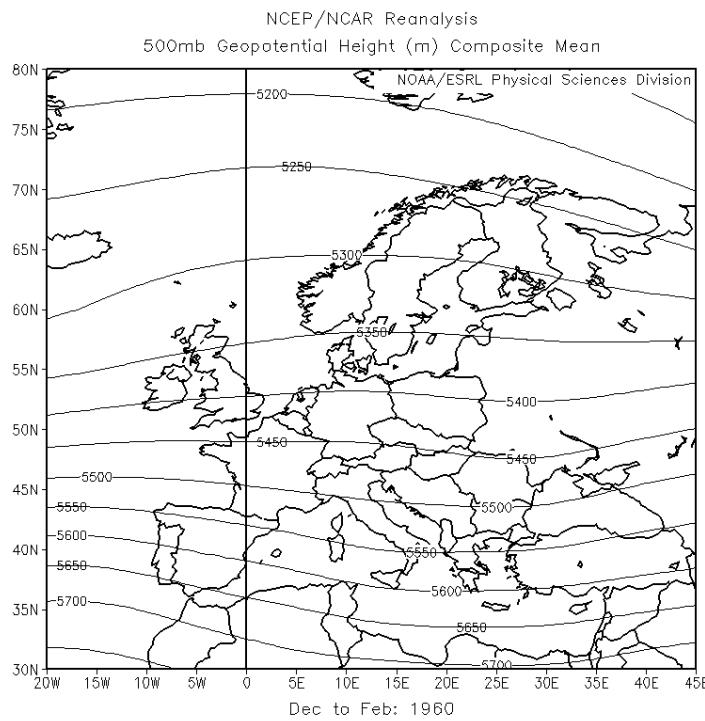
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.10 : Ψυχρότεροι και θερμότεροι χειμώνες ανά κλιματική περιοχή και φάσεις των δεικτών τηλεσύνδεσης.

		Coldest Winter	Hottest Winter
Climatic region A	Mean Temperature (°C)	4,44	7,88
	Year	1991	1960
	Circulation Indices Phase	NAOI (+) AOI (+) MOI (+) NCPI (+)	NAOI (-) AOI (-) MOI (-) NCPI (-)
Climatic region B	Mean Temperature (°C)	2,21	6,25
	Year	1991	1995
	Circulation Indices Phase	NAOI (+) AOI (+) MOI (+) NCPI (+)	NAOI (+) AOI (-) MOI (-) NCPI (-)
Climatic region C	Mean Temperature (°C)	8,88	11,91
	Year	1991	1960
	Circulation Indices Phase	NAOI (+) AOI (+) MOI (+) NCPI (+)	NAOI (-) AOI (-) MOI (-) NCPI (-)
Climatic region D	Mean Temperature (°C)	6,48	9,99
	Year	1991	1960
	Circulation Indices Phase	NAOI (+) AOI (+) MOI (+) NCPI (+)	NAOI (-) AOI (-) MOI (-) NCPI (-)
Climatic region E	Mean Temperature (°C)	8,57	12,04
	Year	1991	1960
	Circulation Indices Phase	NAOI (+) AOI (+) MOI (+) NCPI (+)	NAOI (-) AOI (-) MOI (-) NCPI (-)
Climatic region F	Mean Temperature (°C)	9,03	12,97
	Year	1992	1960
	Circulation Indices Phase	NAOI (+) AOI (+) MOI (+) NCPI (+)	NAOI (-) AOI (-) MOI (-) NCPI (-)
Climatic region G	Mean Temperature (°C)	10,95	14,11
	Year	1992	1960
	Circulation Indices Phase	NAOI (+) AOI (+) MOI (+) NCPI (+)	NAOI (-) AOI (-) MOI (-) NCPI (-)

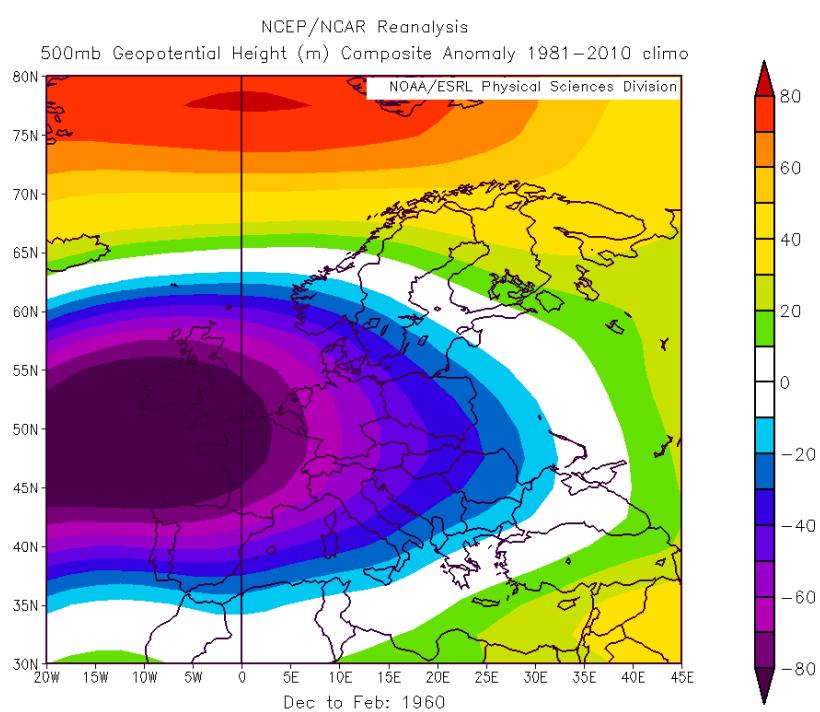
Σε αυτή την ενότητα εξετάζουμε τις αποχές του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στις ισοβαρικές επιφάνειες των 500 hPa και 1000 hPa αντίστοιχα, τους χειμώνες 1960 και 1992, κατά τους οποίους ο δείκτης MOI είχε αρνητική και θετική φάση αντίστοιχα. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούμε δεδομένα επανανάλυσης 40 ετών από το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικής Πρόγνωσης και το Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικών Ερευνών (NCEP/NCAR) (Kalnay et al., 1996). Το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικής Πρόγνωσης και Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικών Ερευνών συνεργάστηκαν και παρήγαγαν αναλύσεις ατμοσφαιρικών πεδίων 40 ετών αφομοιώνοντας κλιματικές παρατηρήσεις από διάφορες πηγές, όπως σταθμούς επιφάνειας, σταθμούς πλοίων, σταθμούς ανώτερης ατμόσφαιρας και δεδομένα από δορυφόρους και ραντάρ.

Στις Εικόνες 7.31, 7.32, 7.33 και 7.34 απεικονίζονται το μέσο γεωδυναμικό ύψος (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa, οι αποκλίσεις του γεωδυναμικού ύψους (m) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ίδια επιφάνεια, οι αποκλίσεις του ανέμου (m/sec) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa και οι αποκλίσεις της θερμοκρασίας ($^{\circ}$ C) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000 hPa, το χειμώνα του 1960. Κατά τη διάρκεια της αρνητικής φάσης του δείκτη MOI (χειμώνας του 1960), η ατμοσφαιρική κυκλοφορία πάνω από την περιοχή μελέτης μας είναι διζωνική (Εικόνα 7.31) και αρνητικές αποχές κυριαρχούν στην περιοχή της Δυτικής και Κεντρικής Μεσογείου, ενώ αντίθετες αποχές εντοπίζονται στη λεκάνη της νοτιοανατολικής Μεσογείου (Εικόνα 7.32). Οι επικρατούντες νοτιοδυτικοί άνεμοι στην περιοχή μας και ειδικότερα στην περιοχή της Βορείου Ελλάδας όπου ανιχνεύονται θετικές αποκλίσεις ανέμου στα 850 hPa από την κανονική τιμή (Εικόνα 7.33), έχουν ως αποτέλεσμα την αύξηση της θερμοκρασίας του χειμώνα και ιδιαιτέρως στη Βόρειο Ελλάδα (Εικόνα 7.34).

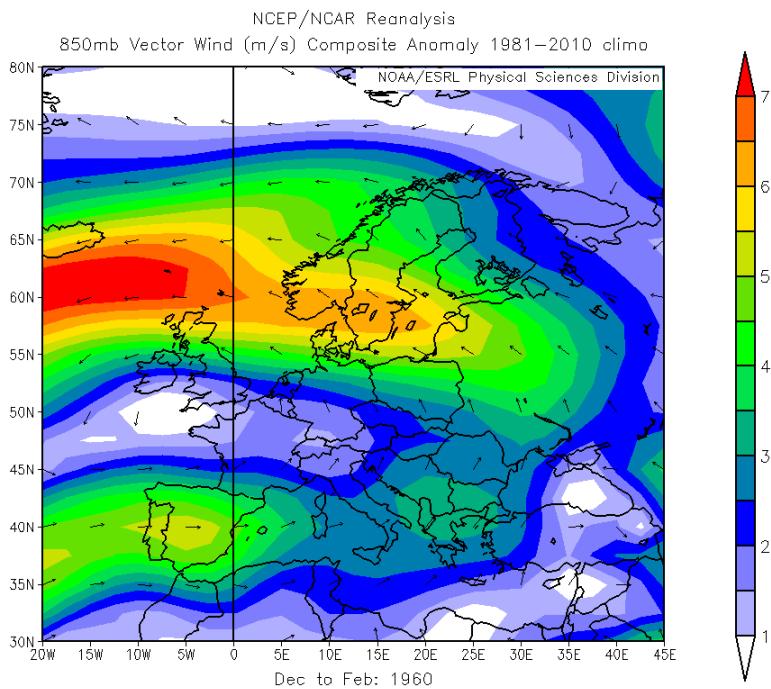
Από την άλλη πλευρά, κατά τη θετική φάση του δείκτη MOI (χειμώνας του 1992), η ατμοσφαιρική κυκλοφορία τείνει να είναι μεσημβρινή (Εικόνα 7.35) και οι ισχυρές θετικές αποχές γεωδυναμικού ύψους (Εικόνα 7.36), οι οποίες επικρατούν στη δυτική και κεντρική λεκάνη της Μεσογείου και εκτείνονται μέχρι τη Ρωσία (ενώ αρνητικές αποχές επικρατούν στην περιοχή του Καϊρου), φέρνουν μέσω των επικρατούντων βορείων ανέμων (Εικόνα 7.37) ψυχρές αέριες μάζες στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, με αποτέλεσμα την πτώση της θερμοκρασίας στην περιοχή μας (Εικόνα 7.38).



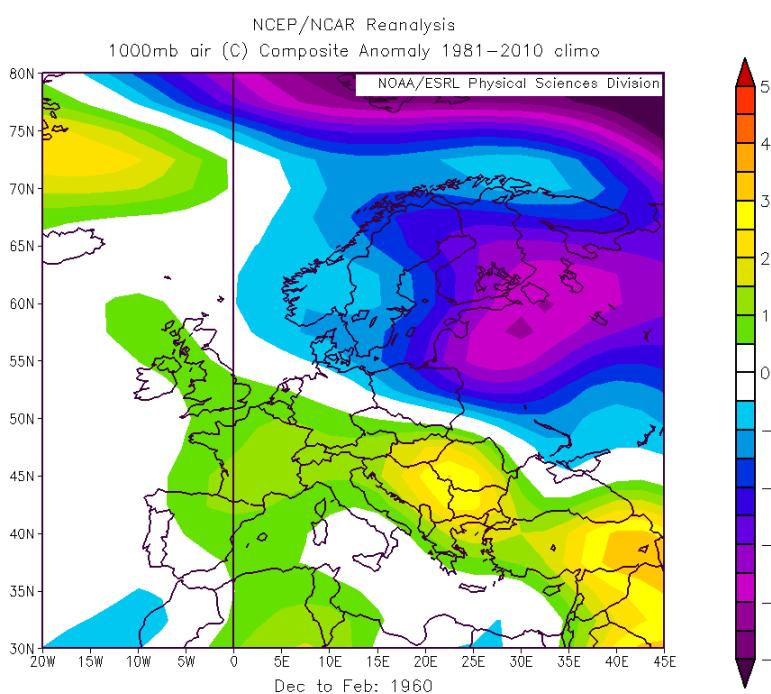
ΕΙΚΟΝΑ 7.30. Μέσο γεωδυναμικό ύψος (m) στα 500 hPa το χειμώνα του 1960.



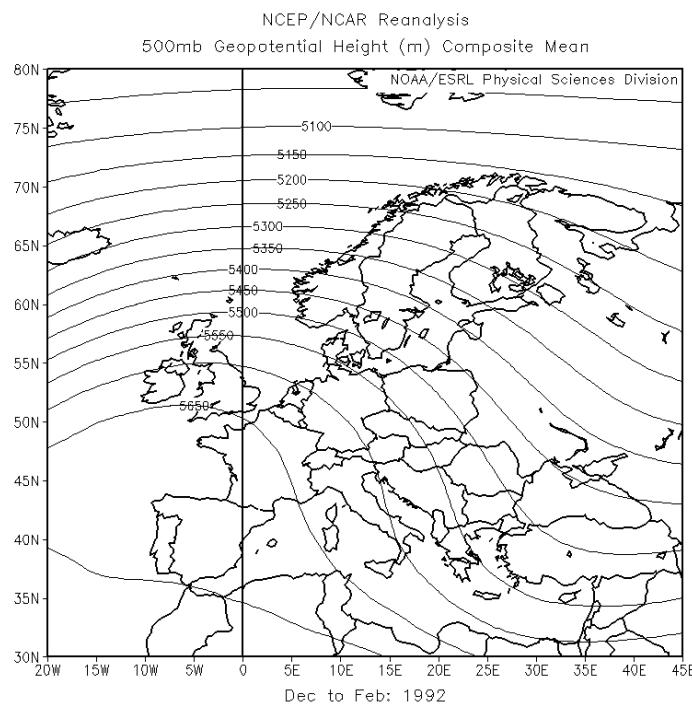
ΕΙΚΟΝΑ 7.31. Αποκλίσεις του γεωδυναμικού ύψους (m) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa το χειμώνα του 1960.



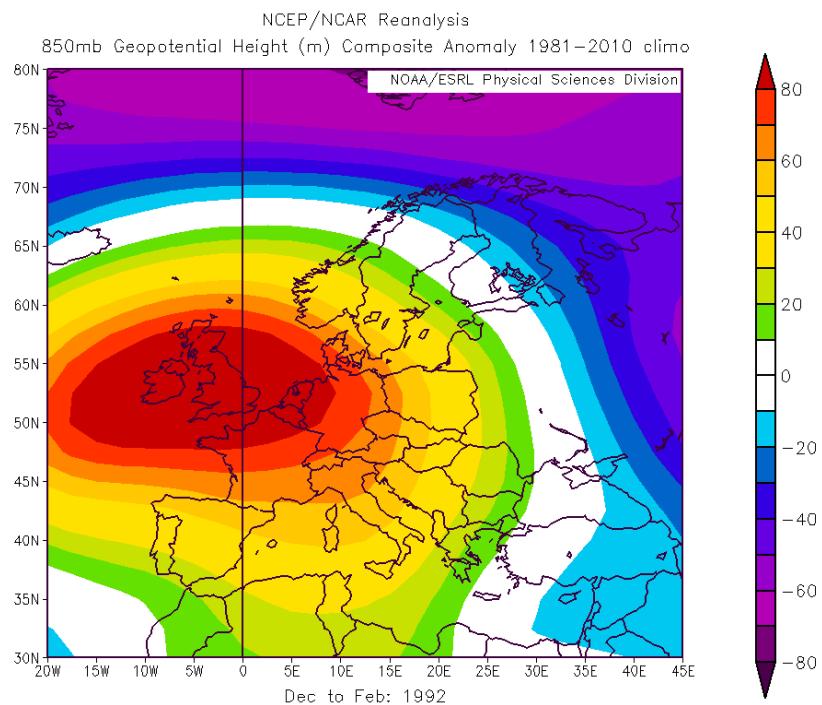
ΕΙΚΟΝΑ 7.32. Αποκλίσεις του ανέμου (m/sec) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa το χειμώνα του 1960.



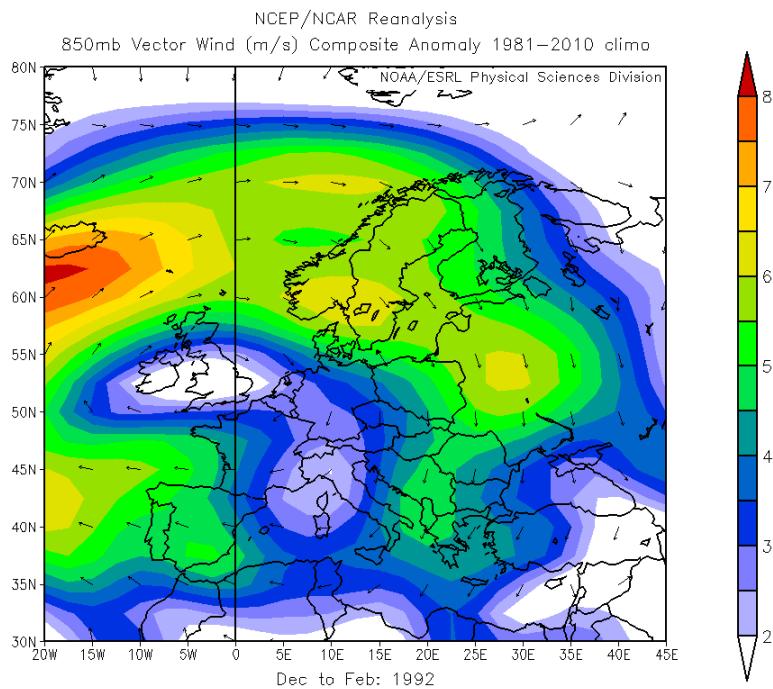
ΕΙΚΟΝΑ 7.33. Αποκλίσεις της θερμοκρασίας (°C) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην επιφάνεια των 1000 hPa, το χειμώνα του 1960.



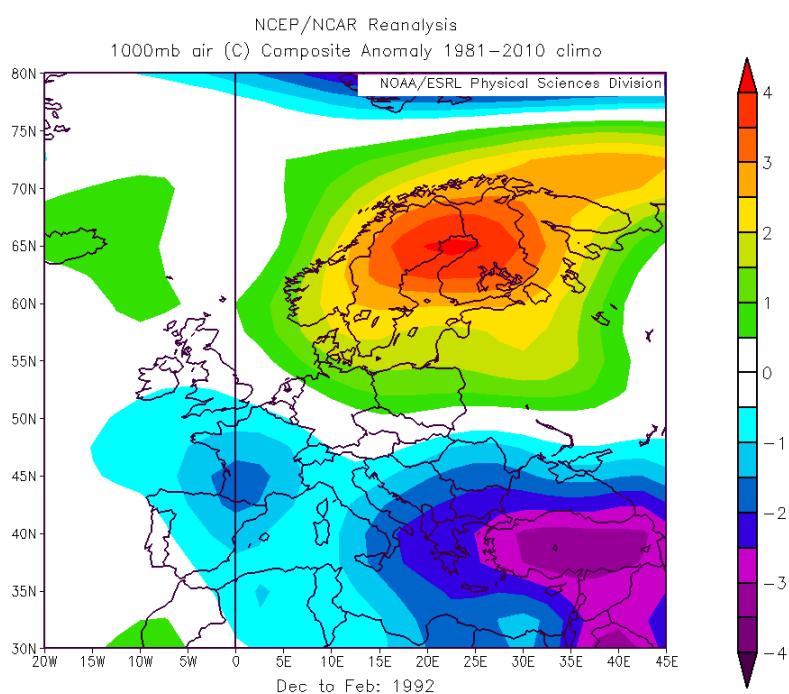
ΕΙΚΟΝΑ 7.34. Μέσο γεωδυναμικό ύψος (m) στα 500 hPa το χειμώνα του 1993.



ΕΙΚΟΝΑ 7.35. Αποκλίσεις του γεωδυναμικού ύψους (m) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa το χειμώνα του 1992.



ΕΙΚΟΝΑ 7.36. Αποκλίσεις του ανέμου (m/sec) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa το χειμώνα του 1992.



ΕΙΚΟΝΑ 7.37. Αποκλίσεις της θερμοκρασίας (°C) από την κανονική τιμή 1981-2010 στην επιφάνεια των 1000 hPa, το χειμώνα του 1960.

8. ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΩΝ ΤΙΜΩΝ

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Ένα μείζον θέμα της κλιματικής αλλαγής είναι η πιθανή αύξηση των ακραίων καιρικών φαινομένων που αφορά τόσο τη συχνότητα εμφάνισής τους, όσο και την έντασή τους. Για τη μελέτη αυτού του θέματος απαιτούνται ομογενοποιημένες χρονοσειρές σε ημερήσια βάση, έτσι ώστε να υπολογιστούν για παράδειγμα παράμετροι όπως ο αριθμός ημερών με θερμοκρασία μεγαλύτερη ή μικρότερη ενός κατωφλίου.

Η ομογενοποίηση των ημερήσιων χρονοσειρών είναι δυσκολότερη από αυτή των μηνιαίων ή ετήσιων σειρών. Η δυσκολία έγκειται όχι τόσο στον εντοπισμό των ανομοιογενειών, καθώς αυτή η πληροφορία παρέχεται από την ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών, όσο στις διορθώσεις που θα πρέπει να γίνουν στις ημερήσιες κλιματικές σειρές ώστε να μετατραπούν σε ομογενείς, αφού οι διορθώσεις πρέπει να ποικίλουν ανάλογα με τις μετεωρολογικές συνθήκες της κάθε ημέρας. Για παράδειγμα η χρήση δύο διαφορετικών θερμομέτρων μπορεί να έχει προκαλέσει εν γένει μια αύξηση της θερμοκρασίας σε μια κλιματική σειρά, ωστόσο αυτή η αύξηση είναι πιθανόν κάποιες συγκεκριμένες ημέρες κατά τις οποίες επικρατούν ορισμένες ειδικές καιρικές συνθήκες (π.χ. άπνοια) να είναι μεγαλύτερη από αυτή που εντοπίστηκε στις μηνιαίες σειρές.

Σε αντίθεση με τις πολλές μεθόδους ομογενοποίησης μηνιαίων τιμών που έχουν αναπτυχθεί έως σήμερα, οι μέθοδοι ομογενοποίησης των ημερήσιων τιμών δεν είναι πολλές. Οι πιο ελπιδοφόρες μέθοδοι που ασχολούνται με το πρόβλημα της ομογενοποίησης των ημερήσιων τιμών βασίζονται στην εκτίμηση των αλλαγών της συνολικής κατανομής μιας παραμέτρου (Trewin and Trevitt, 1996; Della-Marta and Wanner, 2006; Mestre et al., 2011).

Στα πλαίσια αυτής της διατριβής επιλέξαμε να εφαρμόσουμε δύο τεχνικές για την ομογενοποίηση των ημερήσιων χρονοσειρών μέσης θερμοκρασίας, λαμβάνοντας υπόψη τα σημεία ρήξης που ανιχνεύσαμε στις μηνιαίες χρονοσειρές. Αυτές είναι η μέθοδος HOM και η μέθοδος SPLIDHOM, τα βασικά χαρακτηριστικά των οποίων περιγράφονται στις επόμενες παραγράφους.

8.1 Η ΜΕΘΟΔΟΣ HIGHER ORDER MOMENTS (HOM)

Η μέθοδος Higher Order Moments (HOM) αρχικά περιγράφηκε από τους Della-Marta and Wanner (2006) και δοκιμάστηκε σε ένα σύνολο τεχνητών δεδομένων με προκαθορισμένες ανομοιογένειες. Η μέθοδος αυτή ονομάστηκε έτσι γιατί μπορεί να προσαρμόζει όχι μόνο τη μέση τιμή των ημερήσιων χρονοσειρών, αλλά και τις ροπές ανώτερη τάξης. Χρησιμοποιεί ένα μη γραμμικό πρότυπο για να εκτιμήσει τη σχέση μεταξύ υποψήφιου σταθμού και ενός σταθμού αναφοράς καλά συσχετισμένου με αυτόν. Αυτό το πρότυπο βασίζεται στην ομογενή υποπερίοδο πριν την ανομοιογένεια για να εκτιμήσει τις τιμές των παρατηρήσεων του υποψήφιου σταθμού μετά την ανομοιογένεια. Οι διαφορές μεταξύ των εκτιμώμενων και των πραγματικών τιμών ομαδοποιούνται με τη βοήθεια της συνάρτησης αθροιστικής κατανομής του υποψήφιου σταθμού, η οποία προσδιορίζεται από τις ομογενείς ημερήσιες τιμές πριν από την ανομοιογένεια.

Τα βασικά βήματα της μεθόδου HOM είναι τα ακόλουθα:

- I. Ορίζονται τα ομογενή υποδιαστήματα της υποψήφιας προς ομογενοποίηση χρονοσειράς και όλων των πιθανών σειρών αναφοράς που θα λειτουργήσουν ως βιοθητικές.
- II. Ξεκινώντας από το πιο πρόσφατο (χρονικά τελευταίο) σημείο ρήξης (ή ανομοιογένεια) βρίσκουμε τον σταθμό αναφοράς ο οποίος θα έχει την καλύτερη συσχέτιση με τον υποψήφιο σταθμό και επιπλέον θα έχει ένα ομογενές υποδιάστημα το οποίο θα καλύπτει επαρκώς τα δύο τελευταία ομογενή υποδιαστήματα του υποψήφιου σταθμού, δηλαδή τα ομογενή υποδιαστήματα του σταθμού αναφοράς θα πρέπει να εκτείνονται τουλάχιστον 3 χρόνια πριν και μετά το σημείο ρήξης του υποψήφιου σταθμού. Το πιο πρόσφατο και χρονικά τελευταίο κοινό ομογενές υποδιάστημα μεταξύ του υποψήφιου σταθμού και του σταθμού αναφοράς ορίζεται ως το πρώτο ομογενές υποδιάστημα και ακολουθούν κατά σειρά τα υπόλοιπα κοινά υποδιαστήματα δεύτερο, τρίτο κ.λπ.
- III. Ξεκινώντας από τις τελευταίες, δηλαδή τις πιο πρόσφατες παρατηρήσεις αναπαρίσταται η σχέση του ζεύγους των παρατηρήσεων του υποψήφιου σταθμού και του σταθμού αναφοράς στο πρώτο κοινό (χρονικά πιο πρόσφατο) ομογενές υποδιάστημα, πριν δηλαδή συναντήσουμε το πρώτο (χρονικά τελευταίο) σημείο ρήξης του υποψήφιου σταθμού.
- IV. Ξεκινώντας πάλι από τις τελευταίες χρονικά παρατηρήσεις, χρησιμοποιούνται οι παρατηρήσεις του σταθμού αναφοράς στο δεύτερο κοινό υποδιάστημα των δύο

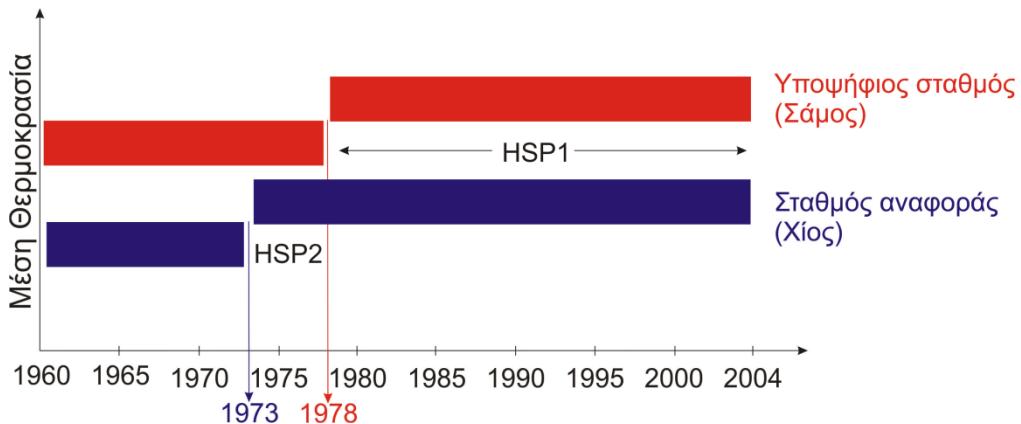
σταθμών, δηλαδή στο διάστημα μετά το σημείο ρήξης του υποψήφιου σταθμού και με βάση αυτές τις παρατηρήσεις και τη σχέση που εκτιμήθηκε στο βήμα 3, προβλέπονται οι τιμές του υποψήφιου σταθμού στο δεύτερο κατά σειρά κοινό ομογενές υποδιάστηματων δύο σταθμών.

- V. Σε αυτό το δεύτερο κοινό ομογενές υποδιάστημα δημιουργείται μια σειρά διαφοράς μεταξύ της προβλεπόμενης τιμής που υπολογίστηκε στο βήμα IV και της πραγματικής τιμής του υποψήφιου σταθμού.
- VI. Βρίσκονται οι συναρτήσεις αθροιστική κατανομής (Cumulative Distribution Function CDF) του υποψήφιου σταθμού στο πρώτο και στο δεύτερο ομογενές υποδιάστημα.
- VII. Ομαδοποιείται κάθε τιμή της σειράς διαφοράς του βήματος V σε δεκατημόρια λαμβάνοντας υπόψη την συνάρτηση αθροιστικής κατανομής του υποψήφιου σταθμού στο πρώτο ομογενές υποδιάστημα.
- VIII. Προσαρμόζεται μια ομαλά μεταβαλλόμενη συνάρτηση μεταξύ των δεκατημορίων του βήματος VII προκειμένου να εκτιμηθεί μια προσαρμογή για κάθε εκατοστημόριο.
- IX. Χρησιμοποιώντας τη συνάρτηση αθροιστικής κατανομής του υποψήφιου σταθμού στο δεύτερο ομογενές υποδιάστημα, καθορίζεται σε πιο εκατοστημόριο ανήκει κάθε παρατήρηση αυτού του δεύτερου ομογενούς υποδιαστήματος και προσαρμόζεται ανάλογα με την τιμή που εκτιμήθηκε στο βήμα VIII.
- X. Το δεύτερο ομογενές υποδιάστημα του υποψήφιου σταθμού είναι πλέον ομογενές με βάση το πρώτο ομογενές υποδιάστημα. Κατόπιν επαναλαμβάνεται η ίδια διαδικασία για τα υπόλουτα σημεία ρήξης.

Για να κατανοήσουμε καλύτερα τη λειτουργία της μεθόδου HOM, που περιγράφηκε συνοπτικά στα παραπάνω βήματα, χρησιμοποιούμε ως παράδειγμα τις ημερήσιες τιμές μέσης θερμοκρασίας του Ιουλίου από το μετεωρολογικό σταθμό της Σάμου (κωδικός σταθμού 16723). Κατά τη διαδικασία της ομογενοποίησης των μηνιαίων τιμών ο σταθμός Σάμου παρουσίασε ένα σημείο ρήξης, το 1978. Αυτό το σημείο ρήξης εντοπίστηκε και από τις τρεις μεθόδους ομογενοποίησης που εφαρμόστηκαν στις μηνιαίες χρονοσειρές (MASH, CLIMATOL, HOMER) και επιβεβαιώνεται από τα διαθέσιμα μεταδεδομένα της EMY. Στην παράγραφο 3.2.2 και στον πίνακα 3.3 αναφέρθηκε ότι ο σταθμός της Σάμου από το 1955 έως το 1978 λειτουργούσε στην πόλη της Σάμου που βρίσκεται στη βορειοανατολική πλευρά του νησιού και εκ' τότε μετακινήθηκε στο αεροδρόμιο του νησιού που βρίσκεται στην νοτιοανατολική πλευρά του νησιού. Επομένως ο σταθμός της Σάμου έχει δυο ομογενή υποδιαστήματα, ένα το διάστημα 1978-2004 και ένα το διάστημα 1960-1977.

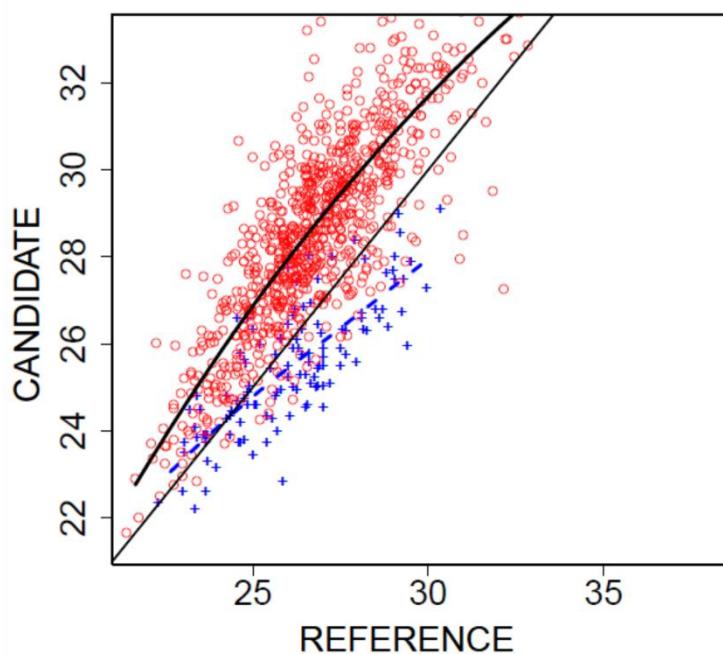
Εξετάζοντας τα σημεία ρήξης που έχουν εντοπιστεί για όλους τους πιθανούς σταθμούς αναφοράς, δηλαδή για όλους τους σταθμούς που ανήκουν στην ίδια κλιματική περιοχή με το σταθμό της Σάμου (στο κεφάλαιο 4 ορίστηκαν οι κλιματικές περιοχές) και λαμβάνοντας υπόψη τις συσχετίσεις των τιμών μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας της Σάμου τον μήνα Ιούλιο τα δύο διαστήματα, πριν και μετά το 1978, με τις αντίστοιχες τιμές των υπολοίπων σταθμών, βρέθηκε ότι καταλληλότερος σταθμός για να είναι ο σταθμός αναφοράς που θα βοηθήσει στην ομογενοποίηση των ημερήσιων τιμών μέσης θερμοκρασίας του σταθμού της Σάμου, είναι αυτός της Χίου (κωδικός σταθμού 16706).

Από την ομογενοποίηση των μηνιαίων τιμών είχε βρεθεί ότι ο σταθμός της Χίου παρουσιάζει ένα σημείο ρήξης το 1973, το οποίο εντοπίστηκε και από τις τρεις μεθόδους ομογενοποίησης και επιβεβαιώνεται από τα διαθέσιμα μεταδεδομένα που διατηρούνται στην EMY. Επομένως ο σταθμός της Χίου έχει και εκείνος δύο ομογενή υποδιαστήματα, πριν και μετά το 1973. Παρατηρούμε ότι ικανοποιείται η απαίτηση του βήματος II, ότι δηλαδή ένα ομογενές υποδιάστημα του σταθμού αναφοράς (στη συγκεκριμένη περίπτωση το διάστημα 1974-2004) θα πρέπει να εκτείνεται τουλάχιστον 3 χρόνια πριν και μετά το σημείο ρήξης της Σάμου, δηλαδή πριν και μετά το 1978. Ουσιαστικά δηλαδή για τον μήνα Ιούλιο εξασφαλίζεται ότι υπάρχουν τουλάχιστον 90 ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας από το σταθμό της Χίου πριν και μετά το 1978. Στην Εικόνα 8.1 παρουσιάζονται τα ομογενή υποδιαστήματα κάθε σταθμού (κόκκινα της Σάμου, μπλε της Χίου), καθώς επίσης και τα κοινά τους ομογενή υποδιαστήματα. Ξεκινώντας από το τέλος της χρονοσειράς, το πρώτο κοινό ομογενές υποδιάστημα είναι το διάστημα 1978-2004 (27 χρόνια) και ορίζεται ως HSP1 (homogenized subperiod 1) και το δεύτερο κατά σειρά κοινό ομογενές υποδιάστημα είναι το διάστημα 1974-1977 (4 χρόνια) και ορίζεται ως HSP2 (homogenized subperiod 2). Οι συντελεστές συσχέτισης των ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας τον Ιούλιο μεταξύ των σταθμών Σάμου και Χίου, πριν και μετά το σημείο ρήξης του 1978 είναι 0,778 και 0,816 αντίστοιχα.



ΕΙΚΟΝΑ 8.1. Σημεία ρήξης και ομογενή υποδιαστήματα του υποψήφιου σταθμού (Σάμος) και του σταθμού αναφοράς (Χίος).

Στη συνέχεια στα ζευγάρια των παρατηρήσεων του υποψήφιου σταθμού (σταθμός Σάμου) και του σταθμού αναφοράς (σταθμός Χίου) προσαρμόζεται μια μη γραμμική, τοπική πολυωνυμική παλινδρόμηση (LOESS model) (Cleveland and Devlin, 1988).



ΕΙΚΟΝΑ 8.2. Σχέση μεταξύ υποψήφιου σταθμού (Σάμος) και σταθμού αναφοράς (Χίος) τον Ιούλιο στο ομογενές υποδιάστημα HSP1 (κόκκινοι κύκλοι) και στο ομογενές υποδιάστημα HSP2 (μπλε σταυροί). Η μαύρη καμπύλη παριστάνει το μη γραμμικό μοντέλο LOESS στο διάστημα HSP1 και η μπλε διακεκομμένη το μοντέλο LOESS στο υποδιάστημα HSP2. Η μαύρη ευθεία έχει κλίση 1 και σχεδιάστηκε για λόγους σύγκρισης.

Το διάγραμμα διασποράς των ζευγών παρατηρήσεων εξομαλύνεται με βάση την ακόλουθη εξίσωση:

$$y_i = g(x_i) + \varepsilon_i$$

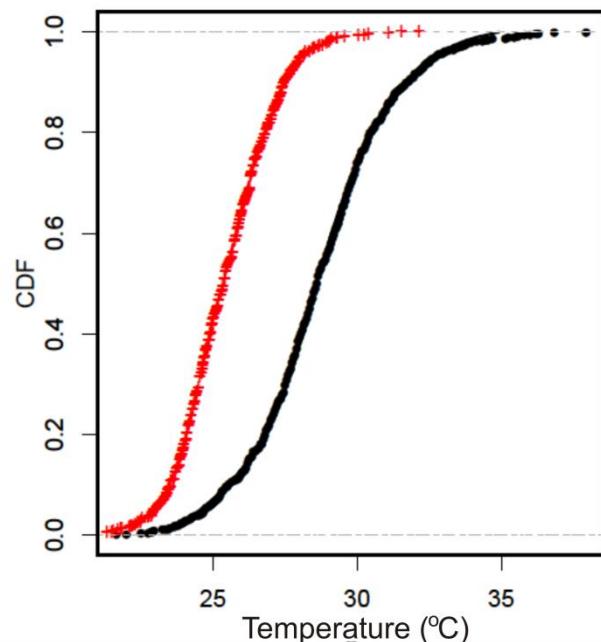
όπου g είναι η συνάρτηση της παλινδρόμησης, i είναι η i -οστή παρατήρηση με $i=1,\dots,N$ (N είναι ο συνολικός αριθμός των παρατηρήσεων) και ε_i είναι τα τυχαία σφάλματα. Οι παράμετροι που ελέγχουν την συνάρτηση παλινδρόμησης είναι: η παράμετρος εξομάλυνσης α ($\alpha>0$), ο βαθμός του πολυωνύμου λ (0,1,2) και η κατανομή των τυχαίων σφαλμάτων (Gaussian ή ομοιόμορφη κατανομή). Η επιλογή αυτών των παραμέτρων εξαρτάται από το συντελεστή συσχέτισης r μεταξύ του υποψήφιου σταθμού και του σταθμού αναφοράς και από το συνολικό αριθμό N των παρατηρήσεων. Ο συνολικός αριθμός των παρατηρήσεων υπολογίζεται από το άθροισμα των παρατηρήσεων που χρησιμοποιούνται στην κατασκευή του μοντέλου παλινδρόμησης και των παρατηρήσεων που χρησιμοποιούνται για να προβλεφθούν οι θερμοκρασίες του υποψήφιου σταθμού στο διάστημα HSP2. Τα κριτήρια που χρησιμοποιούνται στην επιλογή των παραμέτρων α και λ δίνονται στις ακόλουθες σχέσεις:

$$\alpha = \begin{cases} 3.0 & \text{όταν } r < 0.8 \text{ και } N < 1000 \\ 1.5 & \text{όταν } r < 0.8 \text{ και } N \geq 1000 \\ 3.0 & \text{όταν } r \geq 0.8 \text{ και } N < 1000 \\ 1.5 & \text{όταν } r \geq 0.8 \text{ και } N \geq 1000 \end{cases} \text{ και } \lambda = \begin{cases} 1 & \text{όταν } r < 0.8 \text{ και } N < 1000 \\ 1 & \text{όταν } r < 0.8 \text{ και } N \geq 1000 \\ 2 & \text{όταν } r \geq 0.8 \text{ και } N < 1000 \\ 2 & \text{όταν } r \geq 0.8 \text{ και } N \geq 1000 \end{cases}$$

Στο δικό μας παράδειγμα χρησιμοποιήθηκαν 837 ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας (το διάστημα HSP1 που καθορίστηκε παραπάνω εκτείνεται 27 χρόνια, οπότε 27×31 (ημέρες) = 837) για την κατασκευή του μη γραμμικού μοντέλου. Επίσης χρησιμοποιήθηκαν 123 ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας που ανήκουν στο διάστημα HSP2 προκειμένου να εκτιμηθεί η ημερήσια θερμοκρασία του Ιουλίου για το σταθμό της Σάμου με βάση τις αντίστοιχες θερμοκρασίες του σταθμού της Χίου. Στην Εικόνα 8.2 παρουσιάζονται οι πολυωνυμικές παλινδρομήσεις για το διάστημα HSP1 (μαύρη καμπύλη), η οποία βασίστηκε σε 837 ημερήσιες παρατηρήσεις (κόκκινοι κύκλοι) και για το διάστημα HSP2 (μπλε διακεκομμένη γραμμή), η οποία βασίστηκε στις 123 ημερήσιες τιμές (μπλε σταυροί). Το πρώτο πράγμα που παρατηρούμε στην Εικόνα 8.2 είναι ότι οι απεικονίσεις των δυο μη γραμμικών παλινδρομήσεων είναι εντελώς διαφορετικές μεταξύ τους δείχνοντας ότι αυτή η αλλαγή στη διακύμανση έχει συμβεί εξαιτίας του σημείου ρήξης το 1978. Συγκρίνοντας τη μπλε διακεκομμένη γραμμή η οποία είναι σχεδόν ευθεία γραμμή με τη μαύρη ευθεία η οποία έχει κλίση 1, παρατηρούμε ότι η μπλε γραμμή έχει κλίση μικρότερη της μονάδας πράγμα που σημαίνει ότι η μεταβλητότητα των ημερήσιων τιμών μέσης θερμοκρασίας τον Ιούλιο το διάστημα HSP2 για το σταθμό της Χίου (σταθμός αναφοράς) είναι μεγαλύτερη

από εκείνη του σταθμού της Σάμου (υποψήφιος σταθμός). Αντιθέτως στο διάστημα HSP1 η μεταβλητότητα των ημερήσιων τιμών μέσης θερμοκρασίας του Ιουλίου στο σταθμό της Σάμου είναι μεγαλύτερη από αυτήν του σταθμού της Χίου. Η διακύμανση λοιπόν που καταγράφτηκε για τη Σάμο το διάστημα HSP1 είναι μεγαλύτερη από εκείνη που θα αναμενόταν λαμβάνοντας υπόψη τη σχέση των δύο σταθμών το διάστημα HSP2. Επομένως οι διορθώσεις που πρέπει να εφαρμοστούν στη χρονοσειρά της Σάμου θα πρέπει να περιλαμβάνουν μια αύξηση της διακύμανσης.

Στη συνέχεια βρήκαμε τις συναρτήσεις αθροιστικής κατανομής του σταθμού της Σάμου πριν και μετά το σημείο ρήξης του 1978. Οι δύο συναρτήσεις απεικονίζονται στην Εικόνα 8.3.



ΕΙΚΟΝΑ 8.3. Οι συναρτήσεις αθροιστικής κατανομής (CDF) του σταθμού της Σάμου τον Ιούλιο στο διάστημα HSP1 (μαύρη γραμμή) και στο διάστημα HSP2 (κόκκινη γραμμή).

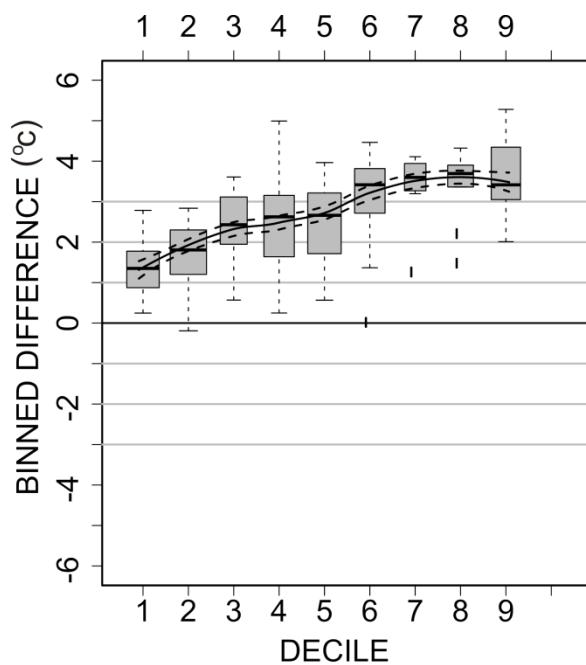
Συγκρίνοντας τις δύο συναρτήσεις φαίνεται ότι η διακύμανση των τιμών στο διάστημα HSP2 είναι μικρότερη από εκείνη στο διάστημα HSP1. Το συμπέρασμα αυτό είναι σύμφωνο με εκείνο που προέκυψε από τη σύγκριση των δύο μη γραμμικών μοντέλων παλινδρόμησης. Επομένως, για να καταστεί η σειρά της Σάμου ομογενής στο διάστημα HSP2 με βάση το τελευταίο, πιο πρόσφατο ομογενές διάστημα HSP1 θα πρέπει να αυξηθεί η διακύμανση των τιμών μέσης θερμοκρασίας στο διάστημα HSP2. Για να επιτευχθεί μια

αλλαγή στη διακύμανση θα πρέπει να γίνουν προσαρμογές σε όλη τη συνάρτηση πικνότητας πιθανότητας (Probability Density Function- PDF). Η διαδικασία είναι η ακόλουθη:

- Το πρώτο βήμα για να ληφθούν οι προσαρμογές για τη μέση ημερήσια θερμοκρασία της Σάμου είναι να προβλεφθούν οι τιμές μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας της Σάμου στο διάστημα HSP2. Αυτό επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας αφ' ενός το μη γραμμικό μοντέλο παλινδρόμησης στο ομογενές υποδιάστημα HSP1 (στην Εικόνα 8.2 κόκκινοι κύκλοι και μαύρη καμπύλη) και αφ' ετέρου τις 123 παρατηρήσεις του σταθμού της Χίου στο ομογενές υποδιάστημα HSP2.
- Κατόπιν συγκρίνονται οι εκτιμώμενες και οι πραγματικές θερμοκρασίες της Σάμου στο διάστημα HSP2. Σε κάθε δεκατημόριο της κατανομής της θερμοκρασίας, υπολογίζεται η διαφορά μεταξύ προβλεπόμενης και παρατηρούμενης τιμής, η οποία χρησιμοποιείται ως προσαρμογή για κάθε δεκατημόριο.
- Στη συνέχεια ομαδοποιούνται αυτές οι διαφορές σε δεκατημόρια λαμβάνοντας υπόψη τη συνάρτηση αθροιστικής κατανομής του υποψήφιου σταθμού στο πρώτο ομογενές υποδιάστημα HSP1.
- Τέλος προσαρμόζεται μια LOESS συνάρτηση στα δεκατημόρια προκειμένου να ληφθεί ένα ομαλά μεταβαλλόμενο σύνολο προσαρμογών για κάθε δεκατημόριο.

Οι συναρτήσεις αθροιστικής κατανομής πριν και μετά το σημείο ρήξης προσαρμόζονται χρησιμοποιώντας τη θεωρία L-Moments, και η καλύτερη προσαρμογή εκτιμάται χρησιμοποιώντας τον έλεγχο Kolmogorov–Smirnov (Press et al., 1996). Οι έξι διαφορετικές κατανομές είναι οι Normal (NOR), Generalized Extreme Value (GEV), Generalized Normal (GNO), Pearson type three (PE3), Generalized Pareto (GPA) και Wakeby (WAK). Περισσότερες πληροφορίες σχετικά με τις έξι κατανομές και τη μέθοδο προσαρμογής χρησιμοποιώντας L-Moments παρέχονται στη μελέτη του Hosking (1990).

Στην Εικόνα 8.4 απεικονίζονται οι ομαλοποιημένες προσαρμογές τον Ιούλιο για το σταθμό της Σάμου. Παρατηρούμε ότι η καμπύλη προσαρμογής παρουσιάζει γενικά μια ανοδική πορεία δείχνοντας ότι οι τα δεδομένα της Σάμου στο διάστημα HSP2 θα πρέπει να γίνουν πιο ευμετάβλητα προκειμένου το διάστημα HSP2 να καταστεί ομογενές σε σχέση με το διάστημα HSP1. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα η μέση τιμή των προσαρμογών είναι +2,7 °C.



ΕΙΚΟΝΑ 8.4. Οι ομαλοποιημένες προσαρμογές ($^{\circ}\text{C}$) για τον σταθμό της Σάμου τον Ιούλιο.

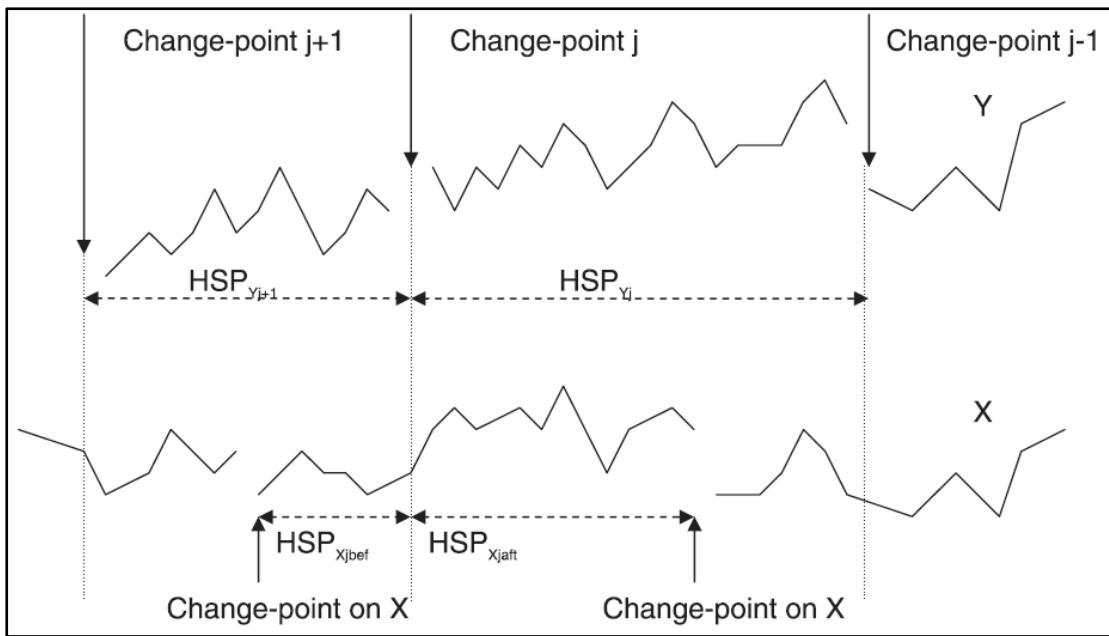
Αν τώρα η μηνιαία χρονοσειρά μέσης θερμοκρασίας της Σάμου είχε και δεύτερο σημείο ρήξης πριν από αυτό του 1978, τότε μετά την προσαρμογή των τιμών που κάναμε σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω και την ομογενοποίηση του HSP2, τα δύο υποδιαστήματα HSP1 και HSP2 θα θεωρούνταν ως ένα ενιαίο ομογενές υποδιάστημα που θα ήταν το νέο HSP1 και βάση αυτού θα ομογενοποιούσαμε ένα άλλο υποδιάστημα HSP3.

8.2 Η ΜΕΘΟΔΟΣ SPLINE DAILY HOMOGENIZATION (SPLIDHOM)

Η μέθοδος Spline Daily Homogenization (SPLIDHOM) αποτελεί μια παραλλαγή της μεθόδου HOM που περιγράψαμε στην προηγούμενη ενότητα. Αναπτύχθηκε από τους (Mestre et al., 2011) για την ομογενοποίηση των ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας και παρά το γεγονός ότι οι βασικές αρχές των δύο μεθόδων είναι παρόμοιες, στηρίζονται και οι δύο σε ομογενή υποδιαστήματα, η μέθοδος SPLIDHOM προτείνει μια πολύ διαφορετική προσέγγιση για την προσαρμογή των ημερήσιων τιμών που δεν βασίζεται σε ποσοστημόρια, αλλά σε μια μη γραμμική splines παλινδρόμηση.

Στόχος της μεθόδου SPLIDHOM είναι να παρέχει μια ρεαλιστική προσαρμογή των μετρήσεων θερμοκρασίας μιας υποψήφιας σειράς Y , με τη βοήθεια μιας συνάρτησης. Η εκτίμηση αυτής της συνάρτησης θα πρέπει να είναι δυνατή ακόμη και στην περίπτωση απουσίας επικαλυπτόμενων παράλληλων μετρήσεων. Η SPLIDHOM είναι μια μέθοδος κατά την οποία γίνεται διαδοχική προσαρμογή των τιμών μιας χρονοσειράς ξεκινώντας από το πιο πρόσφατο σημείο ρήξης και όπως και η μέθοδος HOM, βασίζεται στην ύπαρξη μιας καλά συσχετισμένης σειράς αναφοράς X . Η σειρά αναφοράς δεν απαιτείται να είναι πλήρως ομογενοποιημένη, αρκεί να υπάρχουν ομογενή υποδιαστήματα τουλάχιστον 2 ετών πριν και μετά από κάθε σημείο ρήξης.

Ο ορισμός των ομογενών υποπεριόδων των δύο χρονοσειρών (της υποψήφιας σειράς και της σειράς αναφοράς) γίνεται ως εξής. Ας θεωρήσουμε $j=1,\dots,k$ το σύνολο των σημείων ρήξης που επηρεάζουν την υποψήφια χρονοσειρά Y , όπου 1 το πιο πρόσφατο σημείο ρήξης και k το παλαιότερο. Για πρακτικούς λόγους η τιμή $j=0$ αντιστοιχεί στην τελευταία παρατήρηση της υποψήφιας χρονοσειράς Y και η τιμή $j=k+1$ αντιστοιχεί στην ημέρα πριν την πρώτη παρατήρηση της Y . Τα ομογενή υποδιαστήματα φαίνονται στην Εικόνα 8.5. Με $HSP_{X,j,aft}$ ορίζεται το ομογενές υποδιάστημα της σειράς αναφοράς X μετά το j_{th} σημείο ρήξης της υποψήφιας σειράς Y και με $HSP_{X,j,bef}$ ορίζεται το ομογενές υποδιάστημα της X πριν το j_{th} σημείο ρήξης. Επίσης η ομογενής υποπερίοδος της υποψήφιας χρονοσειράς Y μεταξύ των δύο σημείων ρήξης j και $j-1$ ορίζεται ως $HSP_{Y,j}$. Επειδή είναι πιθανό η σειρά αναφοράς X να επηρεάζεται και αυτή από σημεία ρήξης, η υποπερίοδος $HSP_{X,j,aft}$ μπορεί να είναι μικρότερη από την $HSP_{Y,j}$. Με $m_{YX,j,aft}$ ορίζεται η μη γραμμική παλινδρόμηση της χρονοσειράς Y συναρτήσει της X μετά το j_{th} σημείο ρήξης και με $m_{YX,j,bef}$ η μη γραμμική παλινδρόμηση της Y συναρτήσει της X πριν από αυτό.



ΕΙΚΟΝΑ 8.5. Ορισμός ομογενών υποδιαστημάτων (Mestre et al., 2011).

Οι τιμές της υποψήφιας χρονοσειράς Y αρχίζουν να προσαρμόζονται με βάση το πιο πρόσφατο σημείο ρήξης, ξεκινώντας δηλαδή από σημείο ρήξης $j=1$. Οι προσαρμογές γίνονται πρώτα στο υποδιάστημα HSP_{Y_2} , ύστερα στο HSP_{Y_3} έως το τελευταίο $HSP_{Y_{k+1}}$, ενώ η περίοδος που παραμένει αμετάβλητη είναι η HSP_{Y_1} . Έστω ότι θέλουμε να προσαρμόσουμε το υποδιάστημα $HSP_{Y_{j+1}}$ (Εικόνα 8.5) με βάση το j^{th} σημείο ρήξης, τότε το πρώτο βήμα είναι να εκτιμηθούν οι μη γραμμικές παλινδρομήσεις $m_{YX_{jbef}}$ και $m_{YX_{jaft}}$. Αν οι δύο παλινδρομήσεις $m_{YX_{jbef}}$ και $m_{YX_{jaft}}$ δεν συμπίπτουν και η διαφορά $m_{YX_{jaft}-YX_{jbef}} \neq 0$ τότε το υποδιάστημα $HSP_{Y_{j+1}}$ προσαρμόζεται έτσι ώστε η συνάρτηση της μη γραμμικής παλινδρόμησης $m_{YX_{jbef}}$ να ταιριάζει με την $m_{YX_{jaft}}$ στο υποδιάστημα HSP_{Y_j} . Οι προσαρμογές γίνονται με βάση τη διαφορά $m_{YX_{jaft}-YX_{jbef}}$ και η τιμή Y_t της υποψήφιας χρονοσειράς μπορεί να προσαρμοστεί με βάση τον ακόλουθο τύπο:

$$Y_t^* = Y_t + \hat{m}_{YX_{jaft} - YX_{jbef}}(X_t) \quad (8.1)$$

όπου Y_t^* η νέα προσαρμοσμένη τιμή. Αν η σειρά αναφοράς X είναι ομογενής σε όλο το διάστημα $HSP_{Y_{j+1}}$, τότε προφανώς τα δύο υποδιαστήματα $HSP_{Y_{j+1}}$ και $HSP_{X_{jbef}}$ συμπίπτουν. Στο τελευταίο στάδιο της διαδικασίας εκτιμάται η παλινδρόμηση της σειράς αναφοράς X συναρτήσει της Y στο υποδιάστημα $HSP_{X_{jbef}}$. Οπότε με αυτόν τον τρόπο επιτρέπεται η αντικατάσταση της X_t στον τύπο (8.1) με $\hat{X}_t = \hat{m}_{XY_{jbef}}(Y_t)$, όπου $\hat{m}_{XY_{jbef}}$ η μη γραμμική συνάρτηση splines της X συναρτήσει της Y πριν από το σημείο ρήξης. Οπότε τελικά ο τύπος (8.1) μετασχηματίζεται ως εξής:

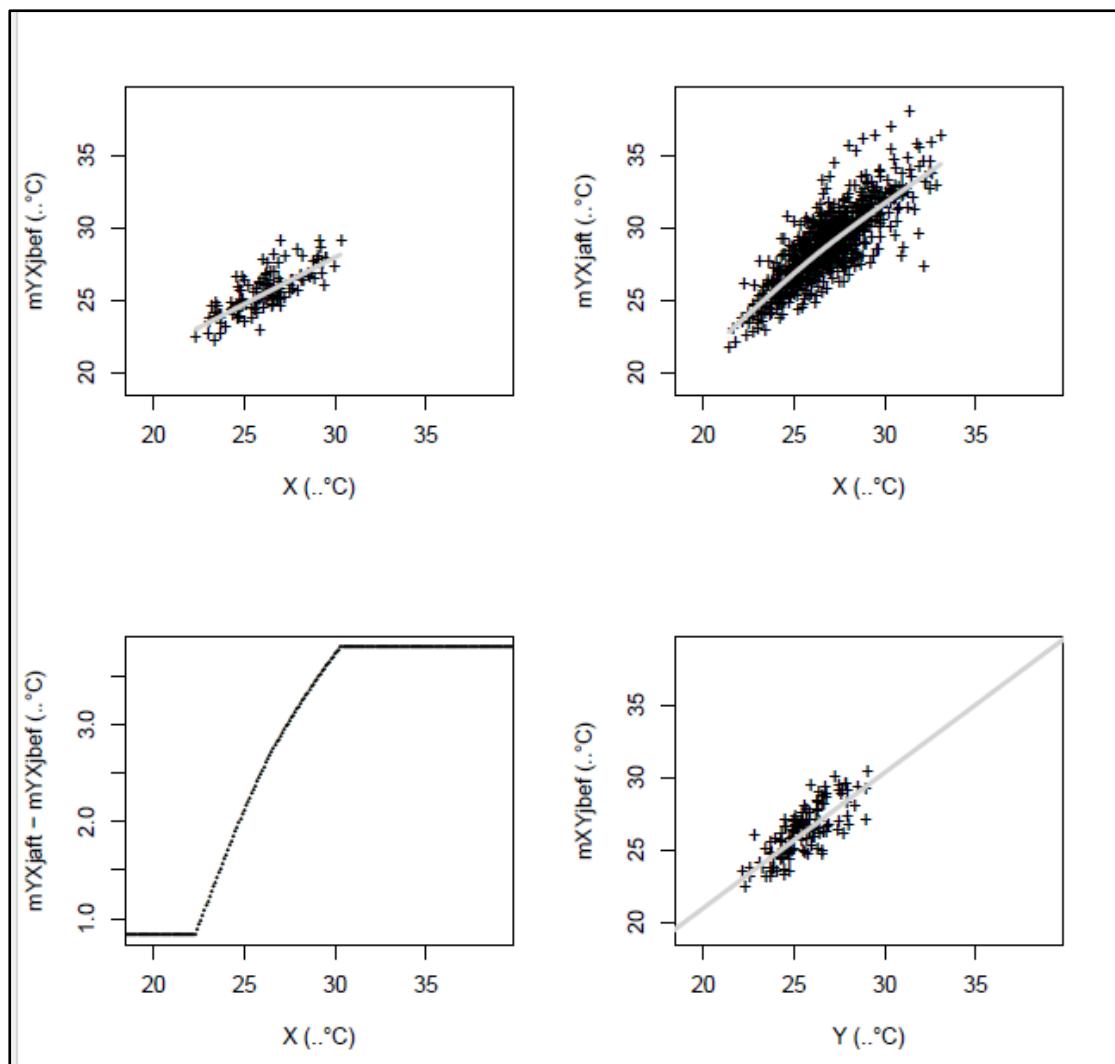
$$Y_t^* = Y_t + \hat{m}_{YXjaft - YXjbe} (\hat{m}_{Xjbe} (Y_t)) \quad (8.2)$$

Η SPLIDHOM λοιπόν βασίζεται μόνο στην παλινδρόμηση για την προσαρμογή των τιμών και όχι στην κατανομή της παραμέτρου όπως η HOM. Επίσης για την εκτίμηση της συνάρτησης παλινδρόμησης, δοκιμάστηκαν διάφορες τεχνικές (LOESS, εξομαλυντές kernel κ.α.) (Mestre et al., 2011), αλλά τελικά αποφασίστηκε η χρησιμοποίηση των κλασσικών κυβικών συναρτήσεων εξομάλυνσης splines⁴. Αυτή είναι και η δεύτερη βασική διαφορά της μεθόδου SPLIDHOM από τη μέθοδο HOM η οποία χρησιμοποίει LOESS εξομάλυνση.

Για λόγους σύγκρισης με τη μέθοδο HOM χρησιμοποιούμε και πάλι ως παράδειγμα τις ημερήσιες τιμές μέσης θερμοκρασίας από το μετεωρολογικό σταθμό της Σάμου (κωδικός σταθμού 16723) τον Ιούλιο. Στη χρονοσειρά της Σάμου εντοπίστηκε ένα σημείο ρήξης στις 01/04/1978 (19780401). Ως σειρά αναφοράς χρησιμοποιείται όπως και στη μέθοδο HOM εκείνη της Χίου (κωδικός σταθμού 16706) καθώς οι συσχετίσεις μεταξύ των δύο σταθμών τα διαστήματα πριν και μετά το 1978 ήταν καλύτερες απ' ότι οι συσχετίσεις μεταξύ της Σάμου και άλλων σταθμών που ανήκουν στην ίδια κλιματική περιοχή. Επίσης η χρονοσειρά της Χίου εμφάνισε και εκείνη ένα σημείο ρήξης στις 01/10/1973 (19731001). Οπότε τα ομογενή υποδιαστήματα για τον Ιούλιο διαμορφώνονται ως εξής: $HSP_{Xbe} = 19740701 - 19770731$, $HSP_{Xaft} = 19780701 - 20040731$, ενώ το διάστημα που θα πρέπει υποστεί τις προσαρμογές είναι το $HSP_{Y2} = 19600701 - 1977073$.

Στην Εικόνα 8.6 απεικονίζεται ουσιαστικά η διαδικασία προσαρμογής. Πάνω αριστερά δίνεται το διάγραμμα διασποράς των ημερήσιων τιμών της Σάμου τον Ιούλιο (υποψήφια σειρά Y) σε συνάρτηση με τη χρονοσειρά της Χίου (σειρά αναφοράς X) τον ίδιο μήνα στο ομογενές υποδιάστημα HSP_{Xbe} . Η γκρι γραμμή αντιστοιχεί στην εκτίμηση της συνάρτησης splines m_{YXjbe} . Ομοίως, πάνω δεξιά στην Εικόνα 8.6 απεικονίζεται το διάγραμμα διασποράς της Σάμου συναρτήσει της Χίου στο ομογενές υποδιάστημα HSP_{Xaft} , και η γκρι γραμμή δείχνει τη συνάρτηση splines m_{YXjaft} . Το κάτω αριστερά διάγραμμα της Εικόνας 8.6 δείχνει την εκτίμηση της διαφοράς των δύο συναρτήσεων splines $m_{YXjaft-YXjbe}$. Στη συγκεκριμένη περίπτωση αυτή η διαφορά φαίνεται να είναι σχεδόν γραμμική. Τέλος, κάτω δεξιά παρουσιάζεται το διαγράμμα διασποράς μεταξύ της Χίου συναρτήσει της Σάμου, μαζί με μια εκτίμηση της συνάρτησης splines m_{XYjbe} (γκρι γραμμή).

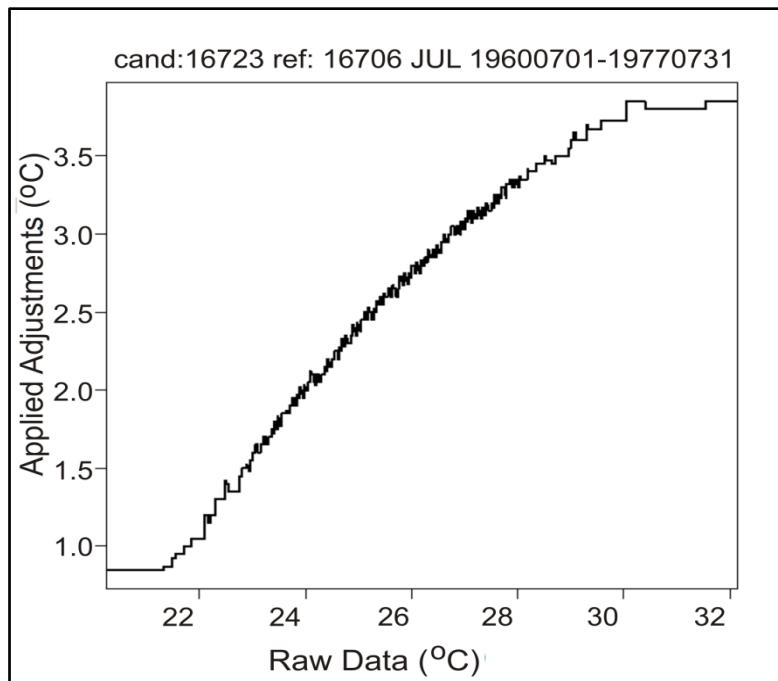
⁴Η κυβική συνάρτηση splines είναι μια κυβική καμπύλη η οποία πρέπει να έχει συνεχή δεύτερη παράγωγο και κατασκευάζεται από τμηματικά πολυώνυμα τρίτης τάξης που περνούν μέσα από ένα σύνολο σημείων ελέγχου m . Ο όρος «spline» αναφέρεται σε ένα όργανο που χρησιμοποιείται στη μηχανική. Είναι ένα λεπτό, εύκαμπτο ξύλινο ή μεταλλικό εργαλείο, το οποίο διέρχεται μέσα από δοσμένα σημεία δεδομένων και ορίζει μια ομαλή καμπύλη ανάμεσά τους.



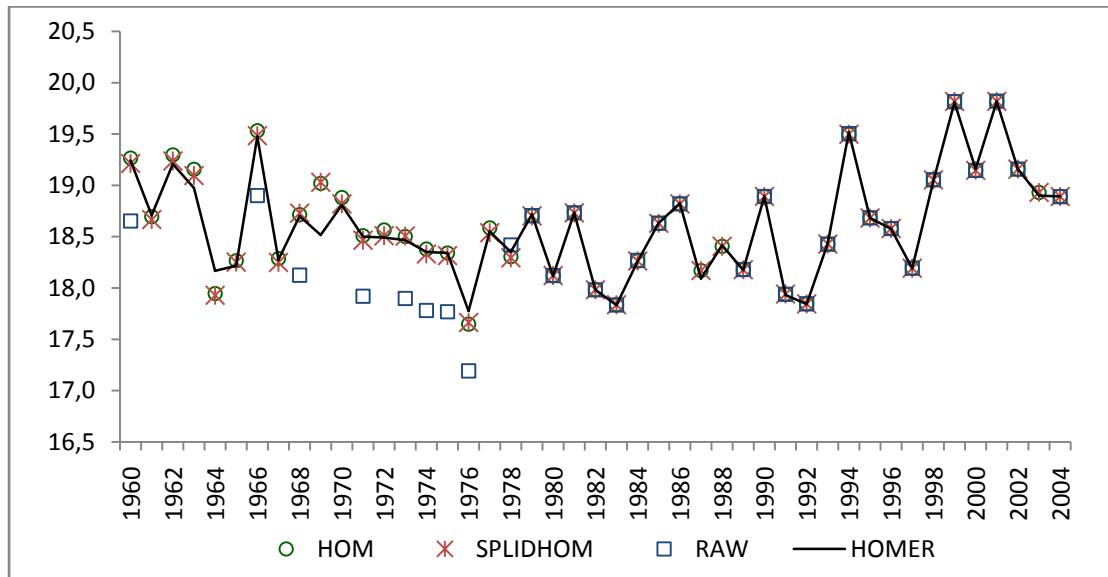
ΕΙΚΟΝΑ 8.6. Εκτιμήσεις παλινδρόμησης για την προσαρμογή των ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας της Σάμου (υποψήφια σειρά Y) τον μήνα Ιούλιο, χρησιμοποιώντας τη χρονοσειρά της Χίου (σειρά αναφοράς X).

Οι προσαρμογές που εφαρμόζονται τελικά στις ημερήσιες τιμές της Σάμου τον Ιούλιο απεικονίζονται στην Εικόνα 8.7. Παρατηρούμε ότι για υψηλότερες τιμές θερμοκρασίας (> 27 °C) γίνονται μεγαλύτερες προσαρμογές (> 3 °C). Στην Εικόνα 8.8 παρουσιάζεται η ετήσια χρονοσειρά μέσης θερμοκρασίας (°C) της Σάμου όπως υπολογίστηκε πριν και μετά την προσαρμογή κάθε μεθόδου. Για λόγους σύγκρισης στο ίδιο διάγραμμα απεικονίζονται η αρχική μη ομογενοποιημένη ετήσια χρονοσειρά και η ομογενοποιημένη ετήσια χρονοσειρά, όπως εκτιμήθηκε μετά την ομογενοποίηση των μηνιαίων τιμών με τη μέθοδο HOMER. Το μπλε τετράγωνο αντιστοιχεί στην αρχική σειρά, η μαύρη γραμμή αντιστοιχεί στην ετήσια σειρά που προέκυψε ως μέσος όρος των ομογενοποιημένων μηνιαίων τιμών χρησιμοποιώντας τη μέθοδο HOMER, ο κύκλος

αντιστοιχεί στην ετήσια σειρά που υπολογίστηκε από τις ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας οι οποίες προσαρμόστηκαν με τη μέθοδο HOM και ο αστερίσκος αντιστοιχεί στην ετήσια σειρά που υπολογίστηκε από τις ημερήσιες τιμές που προσαρμόστηκαν με τη μέθοδο SPLIDHOM.



ΕΙΚΟΝΑ 8.7. Εκτιμώμενες προσαρμογές των ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας του σταθμού της Σάμου τον μήνα Ιούλιο το διάστημα 1/7/1960-31/7/1977.



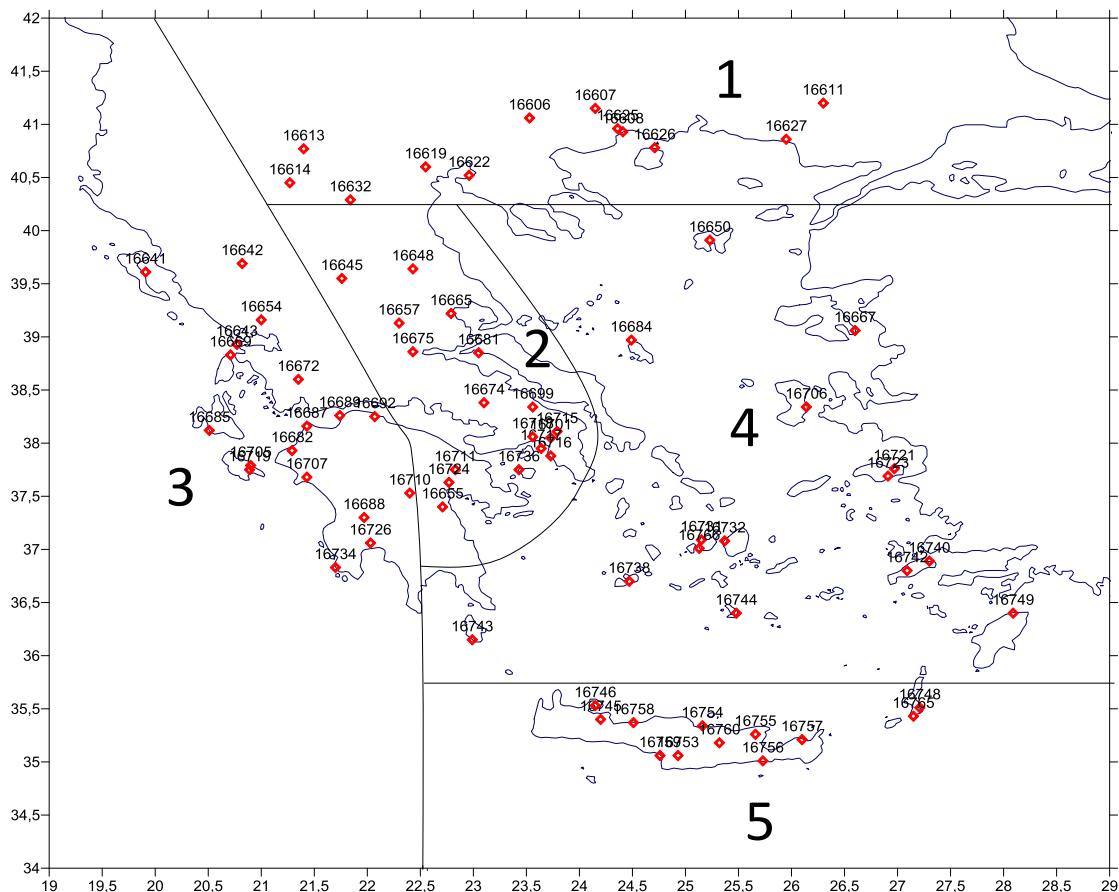
ΕΙΚΟΝΑ 8.8. Ετήσιες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) της Σάμου πριν την ομογενοποίηση (μπλε τετράγωνο), μετά την ομογενοποίηση των μηνιαίων τιμών (μαύρη

γραμμή) και μετά την προσαρμογή των ημερήσιων τιμών με τις μεθόδους HOM (πράσινος κύκλος) και SPLIDHOM (αστερίσκος).

Αρχικά παρατηρούμε ότι οι δύο μέθοδοι HOM και SPLIDHOM έδωσαν σχεδόν ταυτόσημες τιμές παρότι χρησιμοποιούν διαφορετικό τρόπο προσαρμογής των ημερήσιων θερμοκρασιών. Επιπλέον, συγκρίνοντας τις δύο μεθόδους προσαρμογής με τη μέθοδο ομογενοποίησης μηνιαίων τιμών HOMER βλέπουμε ότι και οι τρεις ετήσιες χρονοσειρές είναι σε συμφωνία και οι τιμές τους σχεδόν συμπίπτουν. Αξίζει να υπενθυμίσουμε ότι η μέθοδος HOMER χρησιμοποιεί τη μέθοδο ANOVA για να διορθώσει τις ανομοιογένειες των μηνιαίων χρονοσειρών. Επομένως, τρεις εντελώς διαφορετικές μέθοδοι οι οποίες εφαρμόστηκαν ξεχωριστά και ανεξάρτητα η μία από την άλλη έδωσαν σχεδόν τις ίδιες ετήσιες χρονοσειρές. Τέλος φυσικά παρατηρούμε πόσο διαφορετικές είναι οι ομογενοποιημένες σειρές από την αρχική μη ομογενοποιημένη σειρά. Στη συγκεκριμένη περίπτωση φαίνεται ξεκάθαρα το σημείο ρήξης του 1978, καθώς εντοπίζεται μια μεγάλη μεταβολή της θερμοκρασίας (σχεδόν $1,5^{\circ}\text{C}$) μεταξύ 1976 και 1978. Οι ομογενοποιημένες σειρές προσάρμοσαν τις τιμές από την αρχή της περιόδου μελέτης (1960) έως το σημείο ρήξης (1978), ενώ στη συνέχεια παρέμειναν αμετάβλητες.

9. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΕ ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΕΣ ΥΕΤΟΥ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

"Όπως αναφέραμε και στην περιγραφή των δεδομένων (παράγραφος 3.2), η ομογενοποίηση δεδομένων υετού απαιτεί ένα μεγάλο δίκτυο σταθμών. Στην περίπτωση της θερμοκρασίας οι 52 σταθμοί που χρησιμοποιήσαμε καλύπτουν επαρκώς τον ελλαδικό χώρο, ωστόσο δεν είναι αρκετοί για την ομογενοποίηση του υετού. Ως εκ τούτου, μειώσαμε την περίοδο μελέτης προκειμένου να λάβουμε υπόψη όλους τους σταθμούς της EMY που έως το 2004, διαθέταν δεδομένα 25-30 ετών. Έτσι η ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών υετού εφαρμόστηκε για την περίοδο 1974-2004. Αρχικά ξεκινήσαμε έχοντας στη διάθεση μας περίπου 85 σταθμούς. Ύστερα όμως από προσεκτικό ποιοτικό έλεγχο των διαθέσιμων χρονοσειρών και την αντιμετώπιση των προβλημάτων που αναφέραμε στην παράγραφο 3.2 (κεφάλαιο 3), χρησιμοποιήσαμε 74 σταθμούς και μετά την ενοποίηση ορισμένων σταθμών (κεφάλαιο 3, πίνακας 3.4) μελετήσαμε τελικά 68 χρονοσειρές μηνιαίου ύψους υετού.



ΕΙΚΟΝΑ 9.1. Μετεωρολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην ομογενοποίηση του υετού και περιοχές στις οποίες εφαρμόστηκε η ομογενοποίηση.

Όπως και στην περίπτωση της θερμοκρασίας ταξινομήσαμε τους σταθμούς σε περιοχές και εφαρμόσαμε την ομογενοποίηση σε κάθε περιοχή ξεχωριστά. Στην Εικόνα 9.1 απεικονίζονται οι 74 μετεωρολογικοί σταθμοί και οι περιοχές στις οποίες εφαρμόσαμε την ομογενοποίηση. Υπενθυμίζουμε ότι στην ομογενοποίηση της θερμοκρασίας χρησιμοποιήσαμε 7 περιοχές (Εικόνα 6.1) ενώ εδώ 5. Αυτή η διαφοροποίηση σχετίζεται με τον αριθμό των σταθμών, για παράδειγμα στην περίπτωση της θερμοκρασίας είχαμε τη δυνατότητα να χωρίσουμε το Αιγαίο σε τρεις υποπεριοχές, στην περίπτωση του υετού όμως, επειδή το δίκτυο δεν είναι αρκετά πυκνό, το χωρίσαμε σε δύο υποπεριοχές. Σε κάθε περίπτωση όμως χρησιμοποιήσαμε ως σειρές αναφοράς, τις σειρές εκείνων των σταθμών οι οποίοι κατά προτεραιότητα είχαν την καλύτερη συσχέτιση (πάνω από 0,5) με τον υποψήφιο σταθμό.

Στις χρονοσειρές του υετού, εφαρμόσαμε τρεις διαφορετικές σχετικές μεθόδους ομογενοποίησης που είναι οι MASH, HOMER και ACMANT και οι σειρές αναφοράς που χρησιμοποιούνται δεν είναι σειρές διαφορών όπως στην περίπτωση της θερμοκρασίας αλλά σειρές λόγων. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να αναφέρουμε ότι στην περίπτωση του υετού η μέθοδος HOMER περιλαμβάνει μόνο τους δύο πρώτους ελέγχους (Pairwise και joint) που περιγράψαμε στο κεφάλαιο 5.4 και δεν περιλαμβάνει τις υπορουτίνες της μεθόδου ACMANT που αφορούν τον υετό και εν γένει τις παραμέτρους που ακολουθούν το πολλαπλασιαστικό μοντέλο. Στην παρούσα διατριβή λοιπόν χρησιμοποιήσαμε τη μέθοδο ACMANT για τον εντοπισμό και τη διόρθωση των σημείων ρήξης ξέχωρα από τη μέθοδο HOMER.

9.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Σε γενικές γραμμές οι χρονοσειρές του υετού φαίνεται να είναι σχεδόν ομογενείς καθώς τα σημεία ρήξης που εντοπίσαμε εφαρμόζοντας και τις τρεις μεθόδους είναι πολύ λιγότερα από εκείνα που εντοπίστηκαν στην ομογενοποίηση της μέσης θερμοκρασίας. Στους Πίνακες 9.1 και 9.2 αναγράφονται ανά σταθμό τα σημεία ρήξης που εντοπίσαμε με κάθε μέθοδο και στις παρενθέσεις δίνεται ο λόγος προσαρμογής των ετήσιων χρονοσειρών υετού. Πιο συγκεκριμένα εντοπίσαμε 19 σημεία ρήξης με τη μέθοδο HOMER τα οποία αντιστοιχούν σε 13 σταθμούς, 56 σημεία ρήξης (πλην των παράτυπων τιμών) με τη μέθοδο

MASH τα οποία αντιστοιχούν σε 30 σταθμούς και 37 με τη μέθοδο ACMANT τα οποία αντιστοιχούν σε 28 σταθμούς.

ΠΙΝΑΚΑΣ 9.1 : Σημεία ρήξης υετού που εντοπίστηκαν από τις μεθόδους HOMER, MASH και ACMANT. Στην παρένθεση δίνεται ο λόγος προσαρμογής των ετήσιων σειρών (ομογενοποιημένη/αρχική χρονοσειρά) και με κόκκινα γράμματα δίνονται οι ακραίες-παράτυπες τιμές.

		HOMER	MASH	ACMANT
16606	Σέρρες		1976 (0,99)	1986 (1,13)
			1981 (1,10)	
			1985 (1,03)	
16607	Δράμα		1992 (1,01)/ 1996 (1,03)	
16608	Καβάλα	1993 (0,29)	1991 (0,83)/ 1992 (0,95)/ 1993 (0,99)	1994 (0,44)
		2003 (1,19)	1994 (1,10)/ 1998 (1,72)/ 2003 (1,38)	
16611	Σουφλί			
16613	Φλώρινα		1988 (1,01)	1982 (1,22)
			1990 (1,10)	1987 (0,84)
16614	Καστοριά		1995(1,08)	
16619	Τρίκαλα Ημαθίας			
16622	Θεσ/κη (Μακεδονία)			1985 (1,08)
16626	Θάσος	1982 (0,77)	1983 (0,99)	1984 (0,82)
		1988 (1,39)	1988 (1,02)	
16627	Αλεξανδρούπολη		1999 (1,08)	
16632	Κοζάνη	1995 (0,78)	1995 (0,99)	1995(0,81)
			1996 (1,02)	
16641	Κέρκυρα			
16642	Ιωάννινα			
16643	Άκτιο			
16645	Τρίκαλα		1999 (1,04)	1987 (0,92)
16648	Λάρισα			
16650	Λήμνος	1975 (0,43)		
		1985 (1,27)		
16654	Άρτα Φιλοθέη			1987 (1,13)
16655	Άστρος		1975 (1,02)/ 1982 (0,94)	
16657	Δομοκός		1995 (1,01)/ 1999 (1,04)/ 2000 (1,05)	
16665	Αγχίαλος		1994 (1,00)/ 1999 (0,92)	
16667	Μυτιλήνη			
16669	Λευκάδα			
16672	Αγρίνιο			
16674	Αλίαρτος			1997 (0,83)
16675	Λαμία			
16681	Αιδηψός	1987 (0,89)	1977 (1,18)	1987 (0,97)
			1990 (1,07)	1994 (1,64)
16682	Ανδραβίδα			
16684	Σκύρος	1982 (1,04)	1981 (0,90)	1981 (0,78)
		2000 (1,47)		

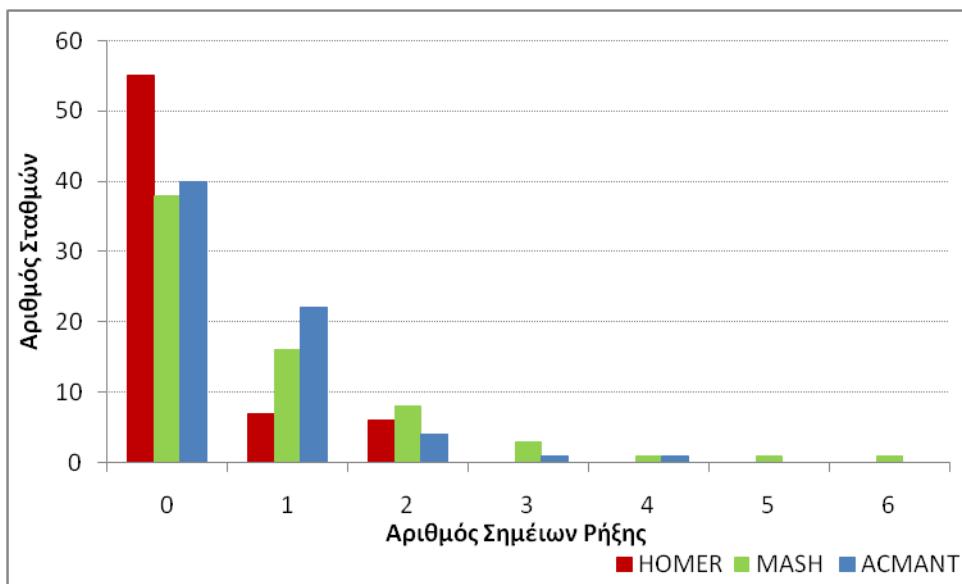
ΠΙΝΑΚΑΣ 9.2 : Σημεία ρήξης υετού που εντοπίστηκαν από τις μεθόδους HOMER, MASH και ACMANT (συνέχεια).

		HOMER	MASH	ACMANT
16685	Αργοστόλι		1993 (0,87)	
16687	Άραξος		1976 (1,02)/ 1986 (0,96)	1994 (1,09)
16688	Διαβολίτοι		1974 (1,06)	
16689	Πάτρα		1996 (1,02)/2001 (1,08)	1982 (0,88)
16692	Αίγιο			1977 (1,59)
				1980 (0,70)
				1999 (1,24)
16699	Τανάγρα			1990 (1,06)
16701	Φιλαδέλφεια		1982 (0,89)	1987 (1,19)
16706	Χίος		1974 (1,10)	
16707	Πύργος	1979 (0,72)		1980 (0,78)
16710	Τρίπολη	1997 (0,75)		1997 (0,83)
16711	Στεφάνι Κορινθίας	1986 (1,09)		1987 (0,84)
		1998 (1,37)		
16715	Τατόι		1980 (1,07)/ 1983 (1,01)/ 1984 (1,05)	1981 (0,86)
			1986 (1,29)/1987 (1,13)	
16716	Ελληνικό		1989 (0,97)/ 1992 (1,03)	
16717	Πειραιάς		1981 (1,06)	1978 (0,78)
			1988 (0,91) 1991 (0,90) 1998	1989 (1,12)
16718	Ελευσίνα		1974 (1,01)	
16719	Ζάκυνθος			
16723	Σάμος			
16724	Άργος Πυργέλα			
16726	Καλαμάτα			
16732	Νάξος			
16734	Μεθώνη		1984 (1,05)/ 1986 (0,93)	
16736	Αίγινα		1974 (0,76)	1996 (0,90)
16738	Μήλος	1986 (1,17)	1977 (1,05)	1987 (1,12)
16742	Κως			
16743	Κύθηρα			
16744	Σαντορίνη	1988 (0,98)	1988 (0,87)	1979 (1,39)
		1994 (1,51)	1991 (1,68)	1982 (0,71)
			1995 (1,19)	1988 (0,71)
				1992 (1,48)
16745	Βάμος		1990 (0,97)	
16746	Σούδα			
16749	Ρόδος		1974 (1,02)	
16753	Γόρτυς		1975 (0,98)	
			1986 (1,03)	
16754	Ηράκλειο			
16755	Φουρνή	1982 (1,49)	1976 (1,11)	1980 (2,34)
			1978 (1,49)	
			1984 (1,08)	
			1990 (1,01)	
16756	Ιεράπετρα			1998 (0,75)
16757	Σητεία			1984 (1,15)
				1994 (0,86)
16758	Ρέθυμνο			
16759	Τυμπάκι			
16760	Καστέλλι		1989 (1,04)	
16765	Κάρπαθος	1991 (0,76)	1997 (0,94)	1992 (0,83)
16766	Πάρος		1993 (0,98)	

Το πρώτο πράγμα που διαπιστώνουμε είναι ότι με βάση τη HOMER μόνο το 19 % των σταθμών παρουσιάζουν ανομοιογένειες, ενώ με βάση τις ACMANT και MASH το ποσοστό των σταθμών που αντιμετωπίζει πρόβλημα ανομοιογένειας στις σειρές υετού ανέρχεται σε 41 με 44 %. Παρατηρούμε δηλαδή ότι οι δύο τελευταίες μέθοδοι έχουν διπλάσιο ποσοστό σταθμών με σημεία ρήξης απ' ότι η HOMER. Το μικρό ποσοστό της HOMER οφείλεται μάλλον στο γεγονός ότι χρησιμοποιεί μόνο τους δύο ελέγχους (Pairwise και joint) για τον εντοπισμό των ανομοιογενειών. Αν η HOMER ενσωμάτωνε και τον έλεγχο ACMANT, όπως στην περίπτωση της θερμοκρασίας, πιθανόν το ποσοστό να ήταν μεγαλύτερο. Διαπιστώνουμε επίσης ότι με τη MASH εντοπίζονται 1,5 φορά περισσότερα σημεία ρήξης απ' ότι με την ACMANT, παρόλο που αυτά αναφέρονται σε σχεδόν ίδιο αριθμό σταθμών. Το γεγονός αυτό οφείλεται, όπως είδαμε και στην ομογενοποίηση της θερμοκρασίας, στο διαφορετικό τρόπο που η μέθοδος MASH εντοπίζει τα σημεία ρήξης. Υπενθυμίζουμε ότι η MASH εξετάσει τις χρονοσειρές κάθε μήνα ξεχωριστά και δε συνθέτει τα κοντινά σημεία ρήξης που εντοπίζονται σε κάθε μηνιαία σειρά ενός σταθμού σε ένα γενικότερο σημείο ρήξης.

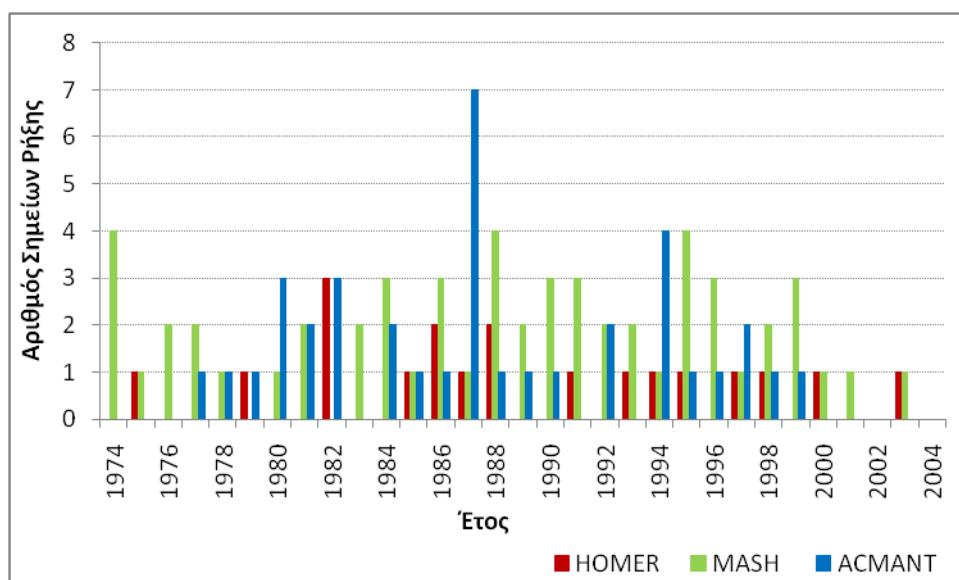
Στο σημείο αυτό θα θέλαμε να αναφερθούμε στη μελέτη των Feidas et al. (2007) στην οποία ελέγχθηκε η ομοιογένεια 23 χρονοσειρών υετού που προέρχονται από σταθμούς της EMY (τις οποίες έχουμε χρησιμοποιήσει και εμείς), εφαρμόζοντας όμως απόλυτες μεθόδους ομογενοποίησης. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα εκείνης της εργασίας πρόβλημα ομογενοποίησης παρουσίασαν μόνο 2 σταθμοί (Φλώρινα και Σκύρος), ωστόσο δεν αναφέρεται το έτος ανομοιογένειάς τους. Σύμφωνα με τα δικά μας αποτελέσματα για το μεν σταθμό της Σκύρου εντοπίσαμε και με τις τρεις σχετικές μεθόδους ομογενοποίησης σημείο ρήξης μεταξύ 1981-82, για το δε σταθμό της Φλώρινας εντοπίσαμε σημεία ρήξης μόνο με τις MASH και ACMANT, ωστόσο εξαιτίας των ανεπαρκών μεταδεδομένων που διαθέτουμε δε μπορούμε να τα επιβεβαιώσουμε.

Στην Εικόνα 9.2 παρουσιάζεται ο αριθμός των σημείων ρήξης (μη συμπεριλαμβανομένων των παράτυπων τιμών). Σε όλες τις μεθόδους η πλειονότητα των σταθμών είναι ομογενείς, ενώ από τους μη ομογενείς σταθμούς οι περισσότεροι σταθμοί έχουν μόνο ένα σημείο ρήξης.



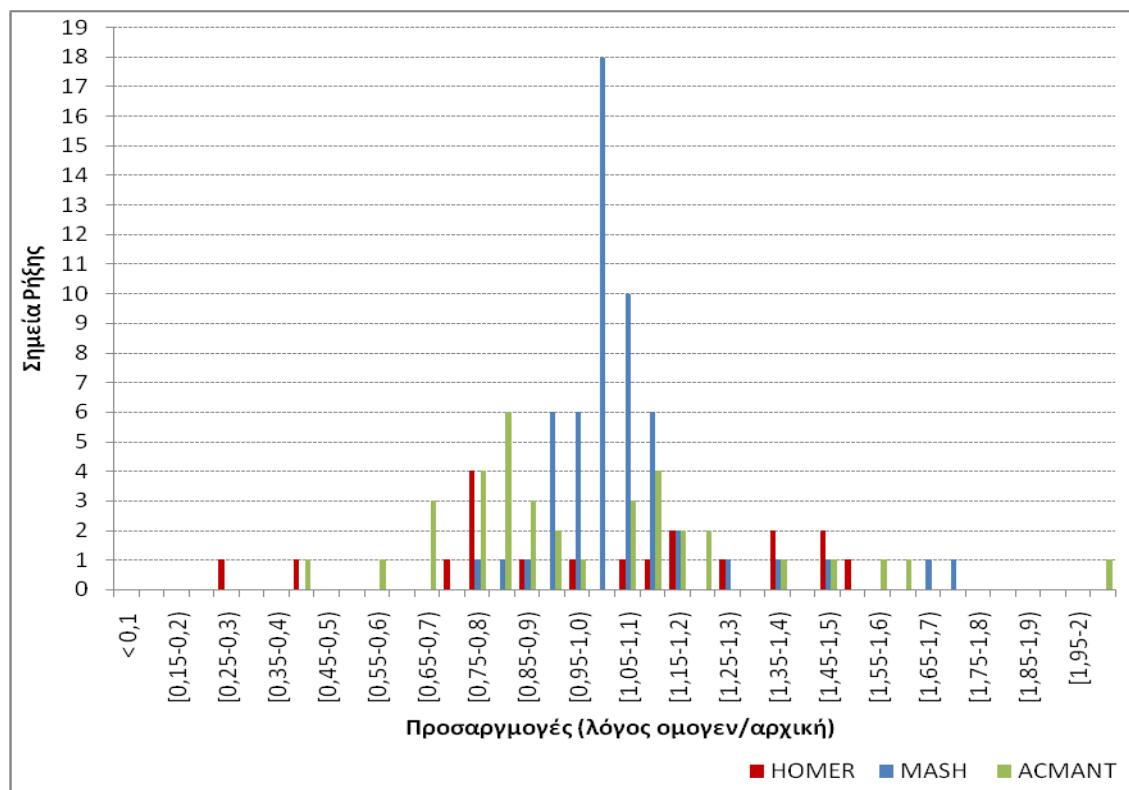
ΕΙΚΟΝΑ 9.2. Αριθμός σημείων ρήξης (μη συμπεριλαμβανομένων των παράτυπων τιμών) (κόκκινο) HOMER, (πράσινο) MASH, (μπλε) ACMANT.

Η κατανομή των σημείων ρήξης (μη συμπεριλαμβανομένων των παράτυπων τιμών) ανά έτος απεικονίζεται στην Εικόνα 9.3. Αυτό που παρατηρούμε είναι ότι και στις τρεις μεθόδους, το 40-50 % των σημείων ρήξης έχει εντοπιστεί τη δεκαετία του '80. Όπως αναφέραμε και στην ομογενοποίηση της θερμοκρασίας το δίκτυο σταθμών της ΕΜΥ άρχισε να αναθεωρείται στα μέσα της δεκαετίας του '70 και ολοκληρώθηκε τη δεκαετία του '90.



ΕΙΚΟΝΑ 9.3. Κατανομή ανομοιογενειών (κόκκινο) HOMER, (πράσινο) MASH, (μπλε) ACMANT.

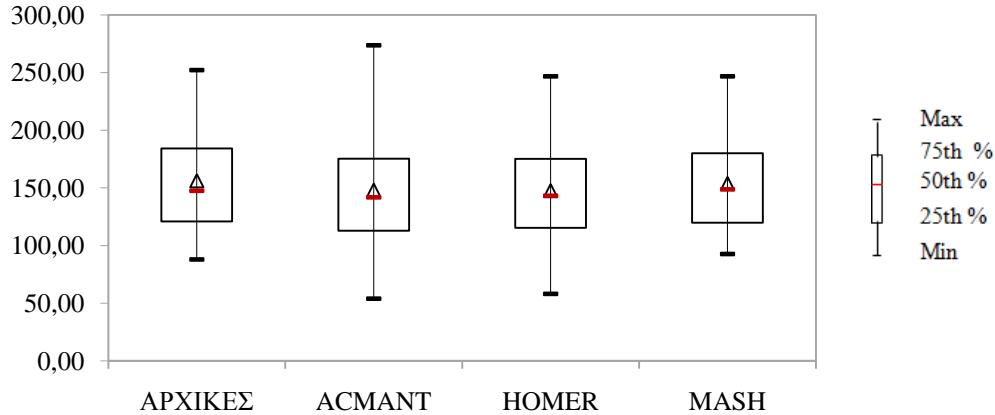
Στην Εικόνα 9.4 απεικονίζονται οι προσαρμογές (λόγος ομογενοποιημένης προς αρχική σειρά) που υπέστησαν οι αρχικές, ετήσιες σειρές αθροιστικού υετού προκειμένου να καταστούν ομογενείς. Πάνω από το 40 % και 50 % των σημείων ρήξης των μεθόδων ACMANT και HOMER αντίστοιχα διόρθωσαν τις ετήσιες σειρές θετικά (λόγος μεγαλύτερος του 1). Εξαίρεση αποτελεί η μέθοδος MASH στην οποία τα περισσότερα σημεία ρήξης (πάνω από το 70 %) προσάρμοσαν τις ετήσιες σειρές θετικά (λόγος μεγαλύτερος του 1).



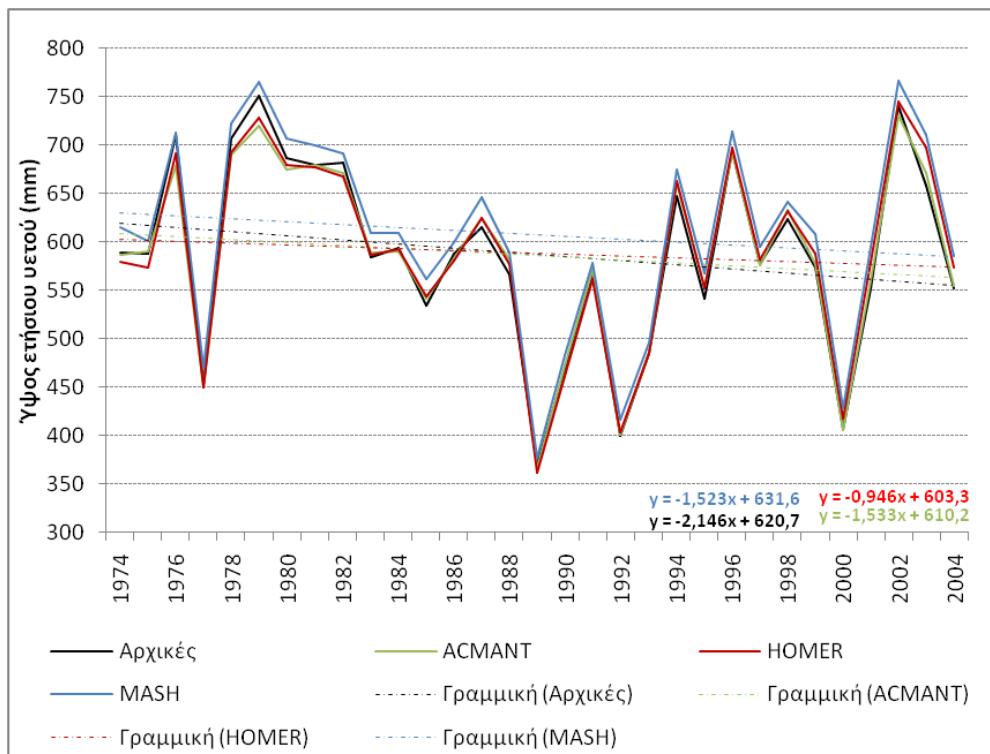
ΕΙΚΟΝΑ 9.4. Ιστόγραμμα προσαρμογών (λόγος ομογενοποιημένη/αρχική σειρά) των ετήσιων σειρών υετού (κόκκινο) HOMER, (μπλε) MASH, (πράσινο) ACMANT.

Όπως και στην περίπτωση της θερμοκρασίας υπολογίσαμε τις τυπικές αποκλίσεις των αρχικών και ομογενοποιημένων χρονοσειρών του αθροιστικού ετήσιου ύψους υετού (mm). Στην Εικόνα 9.5 δίνεται για κάθε μέθοδο το θηκόγραμμα των τυπικών αποκλίσεων πριν και μετά την ομογενοποίηση. Παρατηρούμε ότι ενώ στην περίπτωση της θερμοκρασίας υπήρχε σαφής βελτίωση του ενδοτεταρτημοριακού εύρους στις ομογενοποιημένες σειρές, στην περίπτωση του υετού δεν φαίνεται να ισχύει το ίδιο, γεγονός που δηλώνει ότι η ομογενοποίηση δεν έχει αλλάξει αισθητά τα δεδομένα. Αυτό φαίνεται και στην Εικόνα 9.6, όπου απεικονίζεται η μέση τιμή του ετήσιου αθροιστικού

ύψους υετού από τους 68 σταθμούς που μελετήσαμε πριν και μετά την ομογενοποίηση με κάθε μέθοδο ξεχωριστά.



ΕΙΚΟΝΑ 9.5. Θηκόγραμμα τυπικών αποκλίσεων πριν και μετά την ομογενοποίηση του υετού για την περίοδο 1974-2004. Το τρίγωνο δείχνει τη μέση τιμή των τυπικών αποκλίσεων, η κόκκινη παύλα τη διάμεσο και το ορθογώνιο το ενδοτεταρτημοριακό εύρος (25° με 75° εκατοστημόριο).



ΕΙΚΟΝΑ 9.6. Μέσο ετήσιο ύψος αθροιστικού υετού (mm) από τους 68 μετεωρολογικούς σταθμούς για την περίοδο 1974-2004 πριν (μαύρη γραμμή) και μετά την ομογενοποίηση

(κόκκινη: ομογενοποιημένες σειρές με HOMER, μπλε με MASH, πράσινη ACMANT). Οι διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στις γραμμικές τάσεις.

Επίσης στην Εικόνα 9.6 απεικονίζονται και οι γραμμικές τάσεις πριν και μετά την ομογενοποίηση. Από τη μέση τιμή όλων των σταθμών παρατηρείται γενικά τάση μείωσης της βροχόπτωσης και στις αρχικές και στις ομογενοποιημένες σειρές. Με βάση τις ομογενοποιημένες σειρές και των τριών μεθόδων εντοπίζεται μείωση της πτωτικής τάσης σε σχέση με εκείνη που παρατηρείται στις αρχικές σειρές, με τη HOMER να προκαλεί τη μεγαλύτερη μείωση του μεγέθους της τάσης. Επιπλέον διαπιστώνουμε μια πτωτική τάση μεταξύ 1980 - 1990 και μια ισοδύναμη ανοδική αμέσως μετά. Η τάση μείωσης της βροχόπτωσης έως τις αρχές του '90 έχει καταγραφεί και σε άλλες μελέτες όπως των (Amanatidis et al., 1992; Κανδύλης κ.ά, 1994; Lykoudis et al., 1994; Feidas and Lalas, 2001). Από αυτό το διάγραμμα διακρίνουμε ακόμη ότι το μικρότερο ύψος υετού στην Ελλάδα καταγράφεται το 1989, έτος όπου η ξηρασία και κατ' επέκταση η λειψυδρία είναι ιδιαίτερα έντονη σε ένα μεγάλο τμήμα της χώρας (Ρεπαπής και Μπούρας, 1990; Χριστοφόρου Κανέλλου, 2010).

Γενικά τα δεδομένα υετού είναι πολύ πιο δύσκολο να ομογενοποιηθούν από ότι τα δεδομένα θερμοκρασίας, εξαιτίας των μικρότερων συσχετίσεων που υπάρχουν μεταξύ τους. Οι μικρότερες συσχετίσεις μεταξύ των σταθμών δυσχεραίνουν τον εντοπισμό των σημείων ρήξης και οδηγούν σε μικρότερη βελτίωση των δεδομένων. Η αδυναμία ουσιαστικής βελτίωσης των δεδομένων υετού έχει επισημανθεί και σε άλλες μελέτες (Venema et al., 2012, Domonkos and Efthymiadis, 2013).

9.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΑΣΕΩΝ

Προκειμένου να εκτιμήσουμε την επίδραση της ομογενοποίησης στις τάσεις των χρονοσειρών υετού, υπολογίσαμε τις τάσεις πριν και μετά την ομογενοποίηση για κάθε μέθοδο ξεχωριστά. Η ανάλυση των τάσεων έγινε στις ετήσιες χρονοσειρές υετού (άθροισμα ύψους υετού των 12 μηνών) και στις εξάμηνες χρονοσειρές Οκτωβρίου-Μαρτίου (άθροισμα ύψους υετού των 6 μηνών) και Απριλίου-Σεπτεμβρίου (άθροισμα ύψους υετού των 6 μηνών). Το πρώτο εξάμηνο (Οκτωβρίου-Μαρτίου) αποτελεί για τη χώρα μας το υγρό

εξάμηνο ενός υδρολογικού έτους⁵, ενώ το δεύτερο εξάμηνο είναι το ξηρό εξάμηνο. Διερευνήσαμε τις περιοχικές τάσεις (μέση τιμή υετού σταθμών που ανήκουν σε μια περιοχή) αλλά και τις τάσεις ανά σταθμό για την περίοδο 1974-2004.

Όπως και στην περίπτωση της θερμοκρασίας, εφαρμόσαμε τον μη παραμετρικό έλεγχο Mann - Kendall για τον εντοπισμό των πιθανών τάσεων στις χρονοσειρές υετού και τη μέθοδο Sen για την εκτίμηση της γραμμικής τάσης. Η στατιστική σημαντικότητα των τάσεων ελέγχθηκε σε τέσσερα επίπεδα εμπιστοσύνης ($\alpha=0,001$, $\alpha=0,01$, $\alpha=0,05$, $\alpha=0,1$). Στον Πίνακα 9.3 δίνονται οι γραμμικές περιοχικές τάσεις (ετήσιες και εξάμηνες), οι τιμές του Z και η στατιστική σημαντικότητα για διάφορα επίπεδα εμπιστοσύνης. Το σύμβολο *** σημαίνει ότι υπάρχει στατιστικά σημαντική τάση για επίπεδο σημαντικότητας $\alpha = 0,001$, το ** για $\alpha = 0,01$, το * για $\alpha = 0,05$, το + για $\alpha = 0,1$. Η Βόρειος Ελλάδα αντιστοιχεί στην περιοχή 1 της Εικόνας 9.1, τα Ανατολικά Ηπειρωτικά στην περιοχή 2, η Δυτική Ελλάδα στην περιοχή 3, τα Νησιά Αιγαίου στην περιοχή 4 και η Κρήτη στην περιοχή 5.

ΠΙΝΑΚΑΣ 9.3 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (mm/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, * για 99,9 %) των αρχικών και ομογενοποιημένων ετήσιων και εξάμηνων σειρών υετού ανά περιοχή της περιόδου 1974-2004.**

Έτος	Αρχικές			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Βορ.Ελλάδα	-1,80	+	-3,31	-0,95		-1,66	-0,65		-1,02	-1,77	+	-3,01
Αν. Ηπειρωτικά	-0,92		-1,48	-0,14		-0,38	-0,31		-0,35	-0,65		-0,87
Δυτ.Ελλάδα	-0,71		-3,03	-0,58		-2,30	-0,37		-1,52	-0,58		-2,46
Νησιά Αιγαίου	-0,68		-1,63	-0,51		-1,77	-0,51		-1,13	-0,51		-1,35
Κρήτη	-0,37		-1,14	-0,07		-0,18	-0,07		-0,52	-0,20		-0,33
Υγρό Εξάμηνο	Αρχικές			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Βορ.Ελλάδα	-1,02		-1,82	-0,44		-1,00	-0,17		-0,31	-0,82		-1,68
Αν. Ηπειρωτικά	-0,48		-0,65	0,44		0,51	0,37		0,47	0,14		0,14
Δυτ.Ελλάδα	-0,85		-2,90	-0,95		-2,81	-0,65		-2,24	-0,88		-2,83
Νησιά Αιγαίου	-0,78		-1,17	-0,75		-1,34	-0,61		-1,30	-0,54		-0,86
Κρήτη	-0,41		-0,69	-0,03		-0,17	-0,07		-0,66	-0,24		-0,49
Ξηρό Εξάμηνο	Αρχικές			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Βορ.Ελλάδα	-1,26		-1,32	-0,75		-0,89	-0,65		-0,80	-1,33		-1,36
Αν. Ηπειρωτικά	-0,99		-0,89	-0,82		-0,76	-0,92		-0,59	-0,88		-0,81
Δυτ.Ελλάδα	-0,37		-0,37	-0,48		-0,42	-0,51		-0,52	-0,61		-0,75
Νησιά Αιγαίου	-0,07		-0,03	0,03		0,05	0,07		0,04	0,00		0,03
Κρήτη	-0,82		-0,47	-0,58		-0,29	-0,88		-0,51	-0,95		-0,57

⁵Το υδρολογικό έτος είναι διαφορετικό από το ημερολογιακό έτος και στο Βόρειο Ημισφαίριο συμβατικά ξεκινάει στις 1/10 και τελειώνει στις 30/9 του επόμενου ημερολογιακού έτους.

Εξετάζοντας τις ετήσιες περιοχικές τάσεις, παρατηρούμε καταρχάς ότι την περίοδο 1974-2004 εντοπίζονται σε όλες τις περιοχές πτωτικές τάσεις οι οποίες όμως είναι μη στατιστικά σημαντικές πλην της Βορείου Ελλάδας όπου πριν την ομογενοποίηση ανιχνεύθηκε στατιστικά σημαντική πτωτική τάση σε επίπεδο εμπιστοσύνης 90 %, ωστόσο μετά την ομογενοποίηση με τις ACMANT και HOMER οι τάσεις της Βορείου Ελλάδας είναι μεν πτωτικές αλλά μη στατιστικά σημαντικές, ενώ με βάση τις ομογενοποιημένες σειρές της MASH η τάση σε αυτή την περιοχή παραμένει στατιστικά σημαντική. Διαπιστώνουμε επίσης ότι γενικά υπάρχει μείωση του μεγέθους των τάσεων μετά την ομογενοποίηση, εκτός των νησιών του Αιγαίου όπου με βάση την ACMANT εντοπίζεται μικρή αύξηση του μεγέθους της τάσης κατ' απόλυτο τιμή.

Αναλύοντας τις τάσεις του υγρού εξαμήνου, παρατηρούμε ότι πριν την ομογενοποίηση οι τάσεις σε όλες τις περιοχές είναι πτωτικές, χωρίς όμως να είναι στατιστικά σημαντικές. Μετά την ομογενοποίηση και με τις τρεις μεθόδους οι τάσεις στην ανατολική ηπειρωτική χώρα μετατρέπονται σε θετικές αλλά και πάλι θεωρούνται μη στατιστικά σημαντικές. Στις υπόλοιπες περιοχές πλην των νησιών του Αιγαίου μειώνεται το μέγεθος των τάσεων μετά την ομογενοποίηση.

Τέλος, κατά το ξηρό εξάμηνο του υδρολογικού έτους με βάση τις αρχικές σειρές εντοπίζονται σε όλες τις περιοχές αρνητικές τάσεις μη στατιστικά σημαντικές. Μετά την ομογενοποίηση οι τάσεις είναι σχεδόν σε όλες τις περιοχές πτωτικές πλην των νησιών του Αιγαίου όπου μετατρέπονται σε ελαφρώς θετικές και με τις τρεις μεθόδους, χωρίς όμως να παρουσιάζουν στατιστική σημαντικότητα. Προς αποφυγή παραπλανητικών συμπερασμάτων υπολογίσαμε επίσης ξεχωριστά τις τάσεις των νησιών του Ανατολικού Αιγαίου (Μυτιλήνη, Χίος, Σάμος, Κως, Ρόδος) και των Κυκλαδων νήσων (Νάξος, Πάρος, Μήλος, Σαντορίνη) και βρήκαμε ότι στη μεν πρώτη περιοχή υπάρχει μικρή ανοδική τάση μη στατιστικά σημαντική (περίπου 0,3 mm/έτος), στη δε δεύτερη περιοχή υπάρχει μικρή πτωτική τάση μη στατιστικά σημαντική (περίπου -0,1 mm/έτος). Γενικά διαπιστώνουμε ότι σχεδόν σε όλες τις περιοχές η τάση μείωσης της βροχόπτωσης είναι μικρότερη μετά την ομογενοποίηση, εξαίρεση όμως αποτελεί η Δυτική Ελλάδα όπου και με τις τρεις μεθόδους παρουσιάζεται μεγαλύτερη τάση μείωσης μετά την ομογενοποίηση.

Συγκρίνοντας την επίδραση των τριών μεθόδων ομογενοποίησης στις περιοχικές τάσεις (ετήσιες και εξάμηνες) είναι εμφανές ότι η μέθοδος MASH έχει προκαλέσει τη μικρότερη μεταβολή στο μέγεθος των τάσεων.

Με όμοιο τρόπο, στον Πίνακα 9.4 δίνονται οι ετήσιες τάσεις ανά σταθμό πριν και μετά την ομογενοποίηση. Κατά την εξεταζόμενη περίοδο το 60-70 % των σταθμών παρουσιάζουν πτωτική τάση, ωστόσο ελάχιστοι είναι εκείνοι με στατιστικά σημαντική τάση. Τη μεγαλύτερη αρνητική τάση παρουσιάζει ο σταθμός της Καβάλας, ωστόσο μετά την ομογενοποίηση έχει μειωθεί το μέγεθος της τάσης του περισσότερο με την ACMANT και λιγότερο με τη MASH, ενώ η HOMER του προσδίδει πολύ μικρή θετική τάση. Ακολούθως στους Πίνακες 9.5 και 9.6 δίνονται οι τάσεις ανά σταθμό του υγρού και ξηρού εξαμήνου αντίστοιχα πριν και μετά την ομογενοποίηση. Όπως και στις ετήσιες τάσεις η πλειονότητα των μετεωρολογικών σταθμών έχουν αρνητικές τάσεις, όμως ελάχιστες είναι στατιστικά σημαντικές. Σε γενικές γραμμές οι μέθοδοι ομογενοποίησης έχουν μειώσει το μέγεθος των τάσεων, υπάρχουν όμως και ορισμένοι σταθμοί όπου έχει αυξηθεί το μέγεθος της τάσης τους. Για παράδειγμα ο σταθμός Φουρνή που κατά το υγρό εξάμηνο πριν την ομογενοποίηση είχε ανοδική τάση 7,17 mm/έτος, μετά την ομογενοποίηση με τις ACMANT και MASH είχε 14,8 και 11,5 mm/έτος αντίστοιχα, ενώ η HOMER μείωσε την τάση του συγκεκριμένου σταθμού σε 3,16 mm/έτος.

ΠΙΝΑΚΑΣ 9.4 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (mm/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, * για 99,9 %) των αρχικών και ομογενοποιημένων ετήσιων σειρών υετού ανά σταθμό της περιόδου 1974-2004.**

Έτος	ΑΡΧΙΚΕΣ			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Λήμνος	0,34		0,87	0,34		0,87	0,20		0,87	0,48		1,20
Μυτιλήνη	-1,16		-3,78	-1,16		-3,78	-1,39		-4,06	-1,39		-4,06
Χίος	0,14		0,37	0,61		1,78	0,61		1,75	0,58		1,27
Σάμος	-0,96		-5,43	-0,95		-4,33	-0,99		-4,83	-0,99		-4,83
Ρόδος	0,10		0,25	0,10		0,25	0,10		0,25	0,10		0,25
Κως	-1,43		-7,31	-1,46		-7,63	-1,29		-7,11	-1,29		-7,11
Νάξος	-0,62		-1,65	-0,62		-1,65	-0,65		-1,21	-0,65		-1,21
Σκύρος	-0,99		-4,06	-0,31		-0,62	-0,78		-1,70	-0,92		-2,59
Μήλος	0,27		0,37	-0,95		-2,43	-1,36		-3,76	-0,07		-0,16
Κύθηρα	-0,65		-1,95	-0,65		-1,95	0,34		1,89	0,34		1,89
Σαντορίνη	-0,54		-1,27	-0,58		-2,12	-0,27		-0,81	-0,14		-0,12
Πάρος	-1,32		-6,38	-1,29		-5,41	-0,92		-3,14	-0,68		-2,37

Έτος	APXIKES			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Γόρτυς	-1,40		-2,93	-1,37		-2,93	-1,29		-3,68	-1,50		-4,72
Ηράκλειο	-0,17		-0,47	-0,17		-0,47	-0,17		-0,47	-0,17		-0,47
Σούδα	-1,26		-4,43	-1,26		-4,43	-1,09		-3,75	-1,09		-3,75
Βάμος	-0,59		-8,95	-0,59		-8,95	0,63		2,93	0,63		2,93
Φουρνή	1,18		12,20	2,92 **		16,33	0,75		4,08	2,38 *		13,48
Ιεράπετρα	-2,51 *		-8,70	-3,13 **		-6,05	-1,12		-3,17	-1,12		-3,17
Σητεία	-0,06		-0,18	-0,65		-0,91	-0,34		-0,66	-0,34		-0,66
Ρέθυμνο	0,00		0,05	0,00		0,05	0,31		1,44	0,31		1,44
Τυμπάκι	-0,75		-2,36	-0,75		-2,36	-0,99		-3,36	-0,99		-3,36
Καστέλλι	0,32		2,04	0,00		-0,14	-0,20		-0,90	-0,51		-2,16
Κάρπαθος	-1,79 +		-4,35	-0,41		-0,62	0,34		0,97	-1,84 +		-3,82
Σέρρες	0,31		0,74	-1,02		-2,61	0,31		0,74	-0,54		-1,02
Δράμα	-1,70 +		-5,77	-1,70 +		-5,77	-1,70 +		-5,77	-1,60		-5,56
Καβάλα	-4,86 ***		-17,17	-3,21 **		-3,38	1,19		1,49	-3,84 ***		-10,21
Σουφλί	-1,33		-4,85	-1,33		-4,85	-1,33		-4,85	-1,26		-4,44
Φλώρινα	0,30		2,08	0,17		0,73	0,14		0,47	0,10		0,64
Καστοριά	1,56		5,61	0,44		2,23	0,27		0,98	-0,24		-0,70
Τρίκαλα Ημ	0,48		0,81	0,48		0,81	0,48		0,81	0,51		0,81
Θεσ/κη	-0,82		-2,25	-1,39		-4,18	-0,82		-2,25	-0,85		-2,29
Θάσος	-1,05		-5,96	-0,44		-2,25	-0,71		-2,04	-1,26		-6,87
Αλεξανδρούπολη	-0,85		-2,51	-0,85		-2,51	-0,85		-2,51	-0,82		-2,48
Κοζάνη	-1,32		-2,68	-0,27		-0,55	0,07		0,25	-1,50		-3,25
Λευκάδα	-0,11		-3,20	-0,53		-6,43	-0,41		-2,18	-0,27		-1,76
Ανδραβίδα	-2,28 *		-7,10	-2,18 *		-6,02	-1,97 *		-5,71	-1,87 +		-5,51
Διαβολίτσι	-0,22		-2,06	-0,27		-2,11	-0,44		-2,74	-0,48		-3,04
Πάτρα	-2,03 *		-9,05	-1,22		-5,90	-1,84 +		-6,46	-1,77 +		-5,69
Πύργος	-2,13 *		-10,91	0,07		0,40	-0,54		-0,88	-1,50		-6,43
Ζάκυνθος	-0,85		-6,59	-0,54		-2,07	-0,51		-1,95	-0,51		-1,95
Μεθώνη	-0,77		-1,45	-0,77		-1,38	-0,48		-1,17	-0,82		-1,79
Κέρκυρα	0,00		-0,10	0,00		-0,10	0,00		-0,10	0,00		-0,10
Άκτιο	-0,75		-2,43	-0,75		-2,43	-0,75		-2,43	-0,75		-2,43
Άρτα	0,81		3,73	-0,61		-2,86	0,99		3,69	1,02		3,78
Αγρίνιο	-1,33		-6,38	-1,33		-6,38	-1,33		-6,38	-1,33		-6,38
Αργοστόλι	0,68		2,53	-0,14		-0,40	-0,03		-0,11	-0,14		-0,68
Άραξος	0,10		0,49	-0,82		-3,17	0,10		0,49	0,20		0,93
Αίγιο	0,07		0,44	-0,39		-1,33	0,29		0,78	0,36		1,09
Καλαμάτα	-0,25		-1,08	-0,25		-1,08	-0,25		-1,08	-0,25		-1,08
Ιωάννινα	-0,10		-1,19	-0,14		-1,19	-0,24		-1,51	-0,10		-1,51
Τριπολη	-1,90 +		-6,18	-0,44		-1,05	-0,07		-0,20	-1,60		-5,97
Τρίκαλα	-0,14		-0,84	0,75		1,69	-0,17		-1,10	-0,37		-1,32
Λάρισα	-0,17		-0,31	-0,85		-1,52	-0,61		-1,32	-0,61		-1,33
Δομοκός	-1,44		-6,75	-1,52		-6,06	-1,56		-3,72	-1,26		-3,28
Άργος	-0,32		-1,84	0,40		1,11	-0,92		-1,86	-0,82		-1,82
Αγχίαλος	-0,84		-2,19	-0,41		-1,41	-0,41		-1,41	-0,82		-1,99
Αλίαρτος	-0,56		-2,80	-1,13		-3,10	0,07		0,18	0,00		0,20
Λαμία	-0,54		-1,95	0,34		0,96	0,37		1,15	0,48		1,10
Αίγινα	0,00		-0,20	0,79		1,43	-0,61		-1,36	0,48		1,10
Τανάγρα	0,71		1,36	0,03		0,21	0,71		1,36	0,71		1,40
Φιλαδέλφεια	-0,33		-1,03	-0,27		-0,71	-0,78		-1,86	-0,63		-1,45
Στεφάνι	-0,66		-2,86	0,25		0,86	-0,73		-2,19	-0,71		-2,79
Τατόι	0,22		0,83	1,36		3,67	0,24		0,93	-0,24		-0,77
Ελληνικό	-0,29		-0,60	-0,34		-0,54	-0,34		-0,43	0,07		0,10
Πειραιάς	-0,30		-0,72	0,48		0,99	0,00		0,06	0,61		1,49
Ελευσίνα	-0,10		-0,07	0,03		0,11	0,03		0,11	0,00		-0,05
Αιδηψός	-0,73		-4,03	0,00		-0,07	0,65		3,23	-0,51		-2,00
Αστρος	0,28		1,11	0,53		1,74	0,29		1,05	0,34		0,87

ΠΙΝΑΚΑΣ 9.5 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (mm/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, * για 99,9 %) των αρχικών και ομογενοποιημένων σειρών υγρού εξαμήνου (Οκτώβριος-Μάρτιος) ανά σταθμό της περιόδου 1974-2004.**

Υγρό Εξάμηνο	ΑΡΧΙΚΕΣ			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Λήμνος	0,58		1,61	0,58		1,61	0,61		1,57	0,68		2,04
Μυτιλήνη	-1,29		-3,59	-1,29		-3,59	-1,36		-3,65	-1,36		-3,65
Χίος	-0,25		-0,70	0,20		0,32	0,20		0,32	0,17		0,25
Σάμος	-0,85		-2,66	-0,85		-2,66	-0,85		-2,66	-0,85		-2,66
Ρόδος	0,34		0,98	0,34		0,98	0,34		0,98	0,34		0,98
Κως	-1,34		-6,48	-1,38		-6,78	-1,10		-6,16	-1,10		-6,16
Νάξος	-0,75		-1,65	-0,75		-1,65	-0,68		-1,19	-0,68		-1,19
Σκύρος	-0,82		-2,86	0,24		0,42	-0,44		-1,14	-0,41		-0,79
Μήλος	0,58		0,84	-0,68		-1,45	-1,19		-2,05	0,27		0,38
Κύθηρα	-0,61		-2,58	0,61		1,94	0,58		2,19	0,58		2,19
Σαντορίνη	-0,71		-2,09	-0,71		-1,83	-0,54		-1,56	-0,20		-0,51
Πάρος	-1,05		-3,48	-1,26		-4,68	-0,95		-2,46	-0,78		-2,11
Γόρτυς	-0,85		-2,54	-0,84		-2,54	-0,88		-2,98	-1,16		-3,87
Ηράκλειο	0,27		0,93	0,27		0,93	0,27		0,93	0,27		0,93
Σούδα	-0,85		-3,38	-0,85		-3,38	-0,54		-1,67	-0,54		-1,67
Βάμος	-0,28		-3,66	-0,28		-3,66	0,88		3,66	0,88		3,66
Φουρνή	1,10		7,17	2,72 **		14,80	0,48		3,16	2,11 *		11,15
Ιεράπετρα	-2,12 *		-6,76	-2,95 **		-5,18	-0,68		-1,68	-0,68		-1,68
Σητεία	0,06		0,15	-0,31		-0,70	-0,14		-0,10	-0,14		-0,10
Ρέθυμνο	0,39		1,54	0,39		1,54	0,58		1,92	0,58		1,92
Τυμπάκι	-0,71		-1,74	-0,71		-1,74	-0,88		-2,47	-0,88		-2,47
Καστέλλι	0,35		1,40	0,13		0,65	-0,14		-0,51	-0,41		-0,88
Κάρπαθος	-1,63		-3,88	-0,41		-1,01	0,58		1,13	-1,67 +		-3,67
Σέρρες	0,61		0,91	-0,27		-0,42	0,61		0,91	-0,24		-0,63
Δράμα	-0,95		-1,86	-0,95		-1,86	-0,95		-1,86	-0,95		-1,86
Καβάλα	-4,89 ***		-10,11	-2,11 *		-1,92	1,16		1,07	-2,72 **		-4,12
Σουφλί	-0,54		-1,62	-0,54		-1,62	-0,54		-1,62	-0,51		-1,48
Φλώρινα	0,48		1,27	0,10		0,43	0,10		0,58	0,20		0,59
Καστοριά	0,12		0,50	-0,30		-0,73	0,00		0,05	-0,03		-0,08
Τρίκαλα Ήμ	0,61		2,28	0,61		2,28	0,61		2,28	0,61		2,23
Θεσ/κη	-0,65		-0,97	-1,12		-1,98	-0,65		-0,97	-0,61		-1,21
Θάσος	-0,92		-3,39	-1,02		-3,44	-0,54		-1,97	-1,02		-3,92
Αλεξανδρούπολη	-0,44		-1,18	-0,44		-1,18	-0,44		-1,18	-0,41		-1,18
Κοζάνη	-0,49		-0,92	-0,17		-0,46	0,22		0,32	-0,95		-1,77
Λευκάδα	0,11		1,28	-0,21		-2,01	-0,24		-1,38	-0,15		-0,59
Ανδραβίδα	-1,75 +		-4,56	-1,73 +		-4,32	-1,56		-3,92	-1,46		-3,79
Διαβολίτσι	0,10		0,48	-0,07		-0,81	-0,20		-1,49	-0,20		-1,45
Πάτρα	-0,28		-2,16	-0,32		-1,34	-2,07 *		-5,83	-2,04 *		-5,04
Πύργος	-1,94 +		-8,38	-1,03		-2,96	0,03		0,45	-1,77 +		-5,79
Ζάκυνθος	-0,61		-2,95	-0,61		-3,26	-0,37		-1,87	-0,37		-1,87
Μεθώνη	-0,77		-1,98	-1,18		-2,88	-0,65		-1,65	-0,65		-1,59
Κέρκυρα	-0,68		-2,32	-0,68		-2,32	-0,68		-2,32	-0,68		-2,32
Άκτιο	-0,24		-0,22	-0,24		-0,22	-0,24		-0,22	-0,24		-0,22
Άρτα	0,43		1,46	-0,65		-2,14	0,68		2,36	0,71		2,36
Αγρίνιο	-1,56		-6,10	-1,56		-6,10	-1,56		-6,10	-1,56		-6,10
Αργοστόλι	0,33		1,83	0,07		0,50	0,17		0,57	0,17		0,57
Άραξος	-0,48		-1,67	-1,16		-4,54	-0,48		-1,67	-0,48		-1,67
Αίγιο	0,09		0,59	-0,93		-4,25	0,22		0,86	0,02		0,11
Καλαμάτα	-0,44		-1,55	-0,44		-1,55	-0,44		-1,55	-0,44		-1,55
Ιωάννινα	-0,51		-2,45	-0,71		-2,61	-0,71		-2,68	-0,71		-2,61
Τριπολη	-2,31 *		-6,72	-0,92		-2,80	-0,65		-1,69	-2,01 *		-5,96

Υγρό Εξάμηνο	ΑΡΧΙΚΕΣ			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Τρίκαλα	-0,08		-0,46	0,34			1,30	-0,24		-0,70	-0,17	
Λάρισα	0,27		0,40	-0,54			-0,94	-0,27		-0,54	-0,20	
Δομοκός	-0,48		-2,40	-0,65			-1,61	-1,12		-2,13	-0,71	
Άργος	0,69		1,72	0,30			0,81	-0,07		-0,16	-0,10	
Αγχιάλος	-0,22		-0,58	-0,10			-0,18	-0,17		-0,42	-0,32	
Αλιάρτος	-0,94		-6,16	-1,04			-2,83	0,34		0,45	0,18	
Λαμία	-0,43		-0,66	0,37			0,87	0,24		0,76	0,17	
Αίγινα	-0,12		-0,26	0,00			0,10	-0,95		-1,50	-0,61	
Τανάγρα	1,12		2,46	0,54			1,37	1,12		2,46	1,09	
Φιλαδέλφεια	0,61		0,40	0,00			-0,02	-0,27		-0,73	-0,24	
Στεφάνι	0,13		0,66	1,18			2,67	-0,07		-0,23	-0,10	
Τατόι	0,00		0,20	1,02			2,57	0,00		0,20	-0,10	
Ελληνικό	0,36		0,42	0,34			0,53	0,27		0,40	0,78	
Πειραιάς	0,57		1,32	1,26			2,32	0,85		1,94	0,85	
Ελευσίνα	-0,07		-0,08	-0,07			-0,08	-0,07		-0,08	-0,07	
Αιδηψός	0,00		0,99	0,65			2,52	1,60		5,18	0,24	
Αστρος	0,58		2,28	0,25			0,23	0,27		0,83	0,27	
												0,80

ΠΙΝΑΚΑΣ 9.6 : Η εκτίμηση της κλίσης (Q) με τη μέθοδο Sen (mm/έτος), Z-test για διάφορα επίπεδα σημαντικότητας (+ για 90 %, * για 95 %, ** για 99 %, * για 99,9 %) των αρχικών και ομογενοποιημένων σειρών υετού ξηρού εξαμήνου (Απρίλιος-Σεπτέμβριος) ανά σταθμό της περιόδου 1974-2004.**

Ξηρό Εξάμηνο	ΑΡΧΙΚΕΣ			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q									
Λήμνος	-0,39		-0,78	-0,39		-0,78	-0,10		-0,23	-0,39		-0,78
Μυτιλήνη	0,65		0,54	0,65		0,54	0,48		0,42	0,48		0,42
Χίος	0,89		0,91	1,26		1,19	0,99		0,91	0,99		0,91
Σάμος	-0,17		-0,18	-0,17		-0,18	-0,17		-0,18	-0,17		-0,18
Ρόδος	0,37		0,35	0,37		0,35	0,37		0,35	0,37		0,35
Κως	0,27		0,26	0,27		0,26	0,27		0,25	0,27		0,25
Νάξος	0,24		0,15	0,39		0,19	0,31		0,15	0,31		0,15
Σκύρος	-0,95		-0,74	-0,24		-0,25	-0,58		-0,63	-0,95		-0,74
Μήλος	0,29		0,15	-0,03		-0,02	-0,14		-0,08	0,00		0,05
Κύθηρα	-0,97		-0,77	0,07		0,07	-0,07		-0,04	-0,07		-0,04
Σαντορίνη	0,34		0,14	0,25		0,11	0,27		0,15	1,73 +		0,45
Πάρος	-0,02		-0,03	-0,39		-0,26	0,00		0,00	0,00		0,00
Γόρτυς	-0,34		-0,12	-0,80		-0,42	-0,73		-0,36	-0,70		-0,33
Ηράκλειο	-1,09		-0,74	-1,09		-0,74	-1,09		-0,74	-1,09		-0,74
Σούδα	-1,02		-0,63	-1,02		-0,63	-1,02		-0,63	-1,02		-0,63
Βάμος	-0,90		-1,87	-0,90		-1,87	-0,70		-1,06	-0,70		-1,06
Φουρνί	0,65		1,14	2,36 *		1,88	0,80		0,88	0,85		0,95
Ιεράπετρα	-2,51 *		-1,31	-1,86 +		-0,74	-1,84 +		-0,94	-1,84 +		-0,94
Σητεία	-1,03		-0,72	-1,04		-0,70	-1,12		-0,80	-1,12		-0,80
Ρέθυμνο	-0,21		-0,35	-0,21		-0,35	0,20		0,19	0,20		0,19
Τυμπάκι	-0,29		-0,29	-0,50		-0,31	-0,71		-0,33	-0,71		-0,33
Καστέλλι	-0,35		-0,49	-0,33		-0,48	-0,85		-0,81	-0,85		-0,81
Κάρπαθος	-0,87		-0,65	-0,44		-0,30	-0,24		-0,17	-0,76		-0,55

Ξηρό Εξάμηνο	ΑΡΧΙΚΕΣ			ACMANT			HOMER			MASH		
	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q	Test Z	Signific.	Q
Σέρρες	-0,22		-0,33	-1,10		-1,45	-0,31		-0,40	-0,31		-0,40
Δράμα	-1,78	+	-2,35	-1,78	+	-2,35	-1,78	+	-2,35	-1,75	+	-2,15
Καβάλα	-4,15	***	-7,19	-2,72	**	-1,98	0,10		0,11	-3,72	***	-6,12
Σουφλί	-2,50	*	-2,81	-2,50	*	-2,81	-2,50	*	-2,81	-2,53	*	-2,80
Φλώρινα	-0,53		-1,23	-0,29		-0,84	-0,39		-1,08	-0,49		-1,04
Καστοριά	1,85	+	4,60	1,42		2,98	0,42		0,83	-0,32		-0,68
Τρίκαλα Ημ	0,41		0,40	0,41		0,40	0,41		0,40	0,41		0,40
Θεσ/κη	-0,56		-0,61	-1,04		-1,13	-0,56		-0,61	-0,56		-0,53
Θάσος	-0,80		-1,38	-0,19		-0,18	0,00		0,00	-0,63		-1,16
Αλεξανδρούπολη	-1,21		-1,21	-1,21		-1,21	-1,21		-1,21	-1,21		-1,21
Κοζάνη	-0,84		-1,74	-0,25		-0,26	0,02		0,03	-0,93		-1,94
Λευκάδα	-0,28		-0,51	-0,42		-0,51	-0,68		-0,93	-0,58		-0,93
Ανδραβίδα	-0,29		-0,33	-0,03		-0,04	-0,03		-0,04	0,00		0,05
Διαβολίτσι	-0,51		-1,03	-0,51		-1,12	-0,44		-1,08	-0,42		-0,90
Πάτρα	-2,45	*	-4,31	-1,14		-1,78	-0,95		-1,14	-0,65		-1,01
Πύργος	0,02		0,02	0,25		0,22	0,31		0,37	-0,41		-0,65
Ζάκυνθος	-0,89		-1,24	0,31		0,52	-0,27		-0,19	-0,07		-0,10
Μεθώνη	0,00		0,00	0,30		0,47	0,27		0,20	-0,56		-0,46
Κέρκυρα	1,19		1,71	1,19		1,71	1,19		1,71	1,19		1,71
Άκτιο	-1,22		-1,81	-1,22		-1,81	-1,22		-1,81	-1,22		-1,81
Άρτα	0,09		0,19	-0,48		-1,21	0,07		0,06	0,07		0,14
Αγρίνιο	0,00		0,09	0,00		0,09	0,00		0,09	0,00		0,09
Αργοστόλι	-0,22		-0,42	0,24		0,24	0,03		0,02	-0,17		-0,44
Άραξος	1,22		1,48	0,75		0,96	1,22		1,48	1,05		1,32
Αίγιο	0,00		0,13	0,68		0,74	-0,07		-0,15	0,17		0,22
Καλαμάτα	0,85		1,06	0,85		1,06	0,85		1,06	0,85		1,06
Ιωάννινα	-0,93		-1,75	-0,93		-1,75	-0,93		-1,75	-0,93		-1,75
Τριπολη	-0,31		-0,53	0,34		0,70	0,78		1,26	-0,31		-0,53
Τρίκαλα	-0,85		-1,33	-0,58		-0,57	-0,99		-1,44	-1,12		-1,46
Λάρισα	0,37		0,87	0,20		0,50	0,20		0,50	0,00		0,24
Δομοκός	-1,16		-1,97	-1,52		-2,50	-1,36		-2,18	-1,05		-1,55
Άργος	-0,81		-1,06	-1,24		-1,35	-1,46		-1,39	-1,46		-1,48
Αγχιάλος	-0,31		-0,44	-0,31		-0,44	-0,31		-0,44	-0,31		-0,40
Αλιάρτος	-0,17		-0,49	-0,79		-0,74	-0,39		-0,43	-0,34		-0,45
Λαμία	-0,97		-0,96	-0,97		-0,76	-0,90		-0,72	-0,93		-0,89
Αίγινα	0,05		0,05	-0,26		-0,40	-0,34		-0,21	-0,20		-0,22
Τανάγρα	-0,58		-0,59	-0,92		-0,91	-0,58		-0,59	-0,51		-0,59
Φιλαδέλφεια	-1,06		-0,97	-0,61		-0,47	-0,93		-0,77	-0,78		-0,66
Στεφάνι	-0,89		-1,17	-0,07		-0,08	-0,88		-0,93	-0,68		-0,76
Τατόι	0,38		0,43	1,02		0,88	0,31		0,29	-0,05		-0,10
Ελληνικό	-0,82		-0,74	-1,04		-0,84	-0,85		-0,78	-0,97		-0,86
Πειραιάς	-1,60		-1,48	-1,53		-1,10	-1,84	+	-1,51	-1,38		-0,97
Ελευσίνα	-0,12		-0,10	0,37		0,27	0,14		0,15	0,00		0,07
Αιδηψός	-0,79		-1,88	-1,13		-2,31	-0,51		-0,52	-0,95		-1,38
Αστρος	-0,21		-0,24	0,71		0,47	0,20		0,13	-0,10		-0,07

Συνολικά λοιπόν η επικρατούσα τάση για τον υετό στον ελλαδικό χώρο είναι αρνητική τόσο σε ετήσια, όσο και σε εξαμηνιαία βάση. Ωστόσο δεν καταγράφεται στατιστική σημαντικότητα κατά την περίοδο 1974-2004 πλην ελαχίστων εξαιρέσεων. Η πτωτική τάση που εμφανίζουν οι σταθμοί στις ετήσιες σειρές τους οφείλεται κυρίως στην πτωτική τους τάση κατά το υγρό εξάμηνο (Οκτώβριος-Μάρτιος) του υδρολογικού έτους.

10. ΓΕΩΧΩΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΛΙΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Ένα από τα πιο σημαντικά και δύσκολα καθήκοντα των κλιματολόγων ή των μετεωρολόγων είναι να παρέχουν ανά πάσα στιγμή πληροφορίες σχετικά με τον καιρό και το κλίμα σε κάθε σημείο του πλανήτη, ακόμα και σε σημεία για τα οποία δεν υπάρχουν διαθέσιμες μετεωρολογικές μετρήσεις. Παραδοσιακά αυτό γίνεται με τη χρήση τιμών που παρατηρούνται σε γειτονικά σημεία της θέσης της οποίας μας ενδιαφέρει να έχουμε πληροφορίες και οι τιμές αυτές προσαρμόζονται αναλόγως, προκειμένου να είναι αντιπροσωπευτικές του τόπου. Γίνεται δηλαδή χωρική παρεμβολή των μετεωρολογικών παραμέτρων.

Χωρική παρεμβολή ονομάζεται η διαδικασία κατά την οποία εκτιμάται η τιμή μιας παραμέτρου σε διάφορες θέσεις στο χώρο στις οποίες δεν έχει πραγματοποιηθεί μέτρηση, χρησιμοποιώντας τιμές της ίδιας παραμέτρου σε άλλες θέσεις της ίδιας περιοχής στις οποίες έχουν γίνει μετρήσεις. Με τη χωρική παρεμβολή δηλαδή επιχειρείται η μετατροπή δεδομένων από σημειακές παρατηρήσεις σε συνεχείς επιφάνειες με σκοπό να καθίσταται δυνατή η εκτίμηση τιμών σε σημεία στα οποία δεν υπάρχουν μετρήσεις.

Η απεικόνιση της κατανομής στο χώρο των διαφόρων μετεωρολογικών ή κλιματικών παραμέτρων παρουσιάζεται μέσω ενός κλιματικού άτλαντα ο οποίος περιλαμβάνει κλιματικούς χάρτες διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων σε μηνιαία, εποχική και ετήσια βάση. Σήμερα, η ζήτηση για υψηλής ποιότητας κλιματικούς άτλαντες αυξάνεται δεδομένου ότι η πλειοψηφία των γεωεπιστημών (π.χ. γεωλογία, ωκεανογραφία, δασολογία, υδρολογία, οικολογία κ.λ.π.) σχετίζονται με το κλίμα. Επιπλέον, οι κλιματικοί άτλαντες συμβάλλουν στο γενικό παγκόσμιο πάζλ παρακολούθησης του κλίματος, με την ενσωμάτωση των διαθέσιμων μετεωρολογικών δεδομένων σε χάρτες υψηλής ποιότητας που οριθετηθούν με σαφήνεια τις κλιματικές συνθήκες μιας περιοχής. Επιπλέον, ένας κλιματικός άτλαντας δεν είναι χρήσιμος μόνο στις γεωεπιστήμες, αλλά μπορεί να είναι επωφελής στην οικονομία των χωρών και στις ζωές των πολιτών τους, δεδομένου ότι συμβάλλει σημαντικά στις οικονομικές και στις πολιτικές αποφάσεις που σχετίζονται με την παραγωγή ενέργειας από ανανεώσιμες πηγές, στη βιομηχανία και στο σχεδιασμό και διαχείριση των μεταφορών. Η προετοιμασία ενός κλιματικού άτλαντα είναι ένα σύνθετο ζήτημα, διότι περιλαμβάνει πολλές ειδικότητες, όπως μετεωρολογία, κλιματολογία, στατιστική ανάλυση και γεωγραφικά πληροφοριακά συστήματα (GIS).

Πολλές ευρωπαϊκές μετεωρολογικές υπηρεσίες και ιδρύματα, ακολουθώντας τη σύσταση του WMO για τη δημιουργία χαρτών που δείχνουν τη χωρική κατανομή των

παρατηρήσεων (WMO, 2014), έχουν εκδώσει εθνικούς κλιματικούς άτλαντες (π.χ. Cegnar, 1995; Sachweh and Enders, 1996; Kirchhofer et al., 2000; Müller-Westermeier et al., 2003; Tolasz et al., 2007; Zaninović et al., 2008; AEMET and Instituto de Meteorologia in Portugal, 2011). Επίσης, ορισμένες χώρες έχουν δημοσιεύσει ψηφιακούς κλιματικούς άτλαντες (π.χ. DWD, 1999; Meteo-France, 1999; Auer et al., 2001b; Meteo-France, 2004; LUBW, 2006), ενώ άλλες έχουν δημοσιεύσει τους κλιματικούς χάρτες στο διαδίκτυο όπως για παράδειγμα ο γερμανικός κλιματικός άτλαντας που αναπτύχθηκε από τη Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία (DWD) και παρέχεται στο διαδίκτυο μέσω του ιστοτόπου http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwww/Desktop?_nfpb=true&_pageLabel=dwdwww_result_page&gsbSearchDocId=107004), ο Ψηφιακός κλιματικός άτλαντας της Ισπανίας που αναπτύχθηκε από το Πανεπιστήμιο Autonoma της Βαρκελώνης παρέχεται από τον ιστότοπο <http://opengis.uab.es/wms/iberia/mms/> και ο ανεμολογικός άτλαντας που αναπτύχθηκε από το Φιλανδικό Μετεωρολογικό Ινστιτούτο παρέχεται από τον ιστότοπο <http://www.tuuliatlas.fi/creators/index.html>. Επίσης, έχουν διεξαχθεί ορισμένες μελέτες με σκοπό την παραγωγή υψηλής ανάλυσης κλιματολογικών χαρτών, όπως η ευρύτερη περιοχή των Άλπεων (Auer et al., 2008; Hiebl et al., 2009) και η οροσειρά των Καρπαθίων (Antolovic et al., 2013; Lakatos et al., 2013; Szalai et al., 2013; <http://www.carpatclim-eu.org/pages/home/>).

Ωστόσο, για την ελληνική περιοχή ο πρώτος και τελευταίος άτλαντας που δημοσιεύθηκε ήταν των Μαριολόπουλου και Λιβαθίνου (Mariolopoulos and Livathinos, 1935). Η Ελλάδα είναι από τις λίγες χώρες της Ευρώπης που σήμερα δε διαθέτει σύγχρονο ψηφιακό κλιματικό άτλαντα. Στο σημείο αυτό, αξίζει να αναφέρουμε το έργο geoclima, βασικός στόχος του οποίου ήταν η ανάπτυξη ενός Γεωγραφικού Πληροφοριακού Συστήματος, το οποίο παρέχει πληροφορίες που σχετίζονται με την κατάσταση και τη μεταβολή του κλίματος στην Ελλάδα. 'Ενας από τους επιμέρους στόχους του έργου αυτού ήταν η χαρτογραφική απεικόνιση των κλιματικών δεδομένων και η δημιουργία ψηφιακών θεματικών χαρτών (<http://www.geoclima.eu/node/34>).

10.1 ΜΕΘΟΔΟΙ ΧΩΡΙΚΗΣ ΠΑΡΕΜΒΟΛΗΣ

Έως σήμερα έχουν αναπτυχθεί πολλές μέθοδοι χωρικής κατανομής αναζητώντας τη βέλτιστη προσέγγιση στη διαδικασία μετάβασης από τα σημειακά δεδομένα σε μια κλιματική επιφάνεια. Όλες οι μέθοδοι βασίζονται σε θεωρητικές εκτιμήσεις, παραδοχές και περιορισμούς που θα πρέπει να πληρούνται προκειμένου να υπολογιστούν οι τιμές των κλιματικών παραμέτρων. Οι μέθοδοι παρεμβολής ανάλογα με τα θεμελιώδη μαθηματικά στα οποία βασίζονται χωρίζονται σε τρεις βασικές κατηγορίες α) στις αιτιοκρατικές ή ντετερμινιστικές, β) στις στοχαστικές και γ) στις άλλες μεθόδους παρεμβολής (Sluiter, 2009).

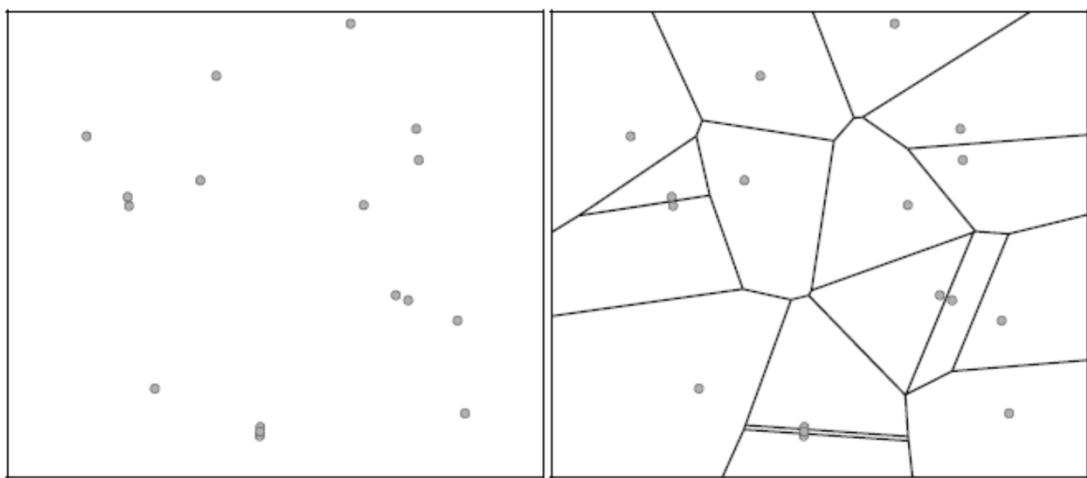
10.1.1 Αιτιοκρατικές-Ντετερμινιστικές Μέθοδοι

Οι αιτιοκρατικές παράγουν μια συνεχή επιφάνεια με τη χρήση μόνο των γεωμετρικών ή πολυωνυμικών χαρακτηριστικών των σημειακών μετρήσεων. Τέτοιες μέθοδοι είναι οι ακόλουθες:

10.1.1.1 Η μέθοδος του εγγύτερου γείτονα

Η μέθοδος του εγγύτερου γείτονα έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως στην υδρολογία για την εκτίμηση της επιφανειακής βροχόπτωσης και είναι γνωστή ως μέθοδος πολυγώνων Thiessen (Thiessen, 1991). Η μέθοδος αυτή είναι πολύ απλή και σχηματική (Εικόνα 10.1). Σε ένα χάρτη απεικονίζονται οι θέσεις των σταθμών και οι γειτονικοί σταθμοί ενώνονται μεταξύ τους. Κατόπιν φέρονται οι μεσοκάθετοι των πλευρών και τα σημεία τομής των μεσοκαθέτων ορίζουν τις κορυφές πολυγώνων.

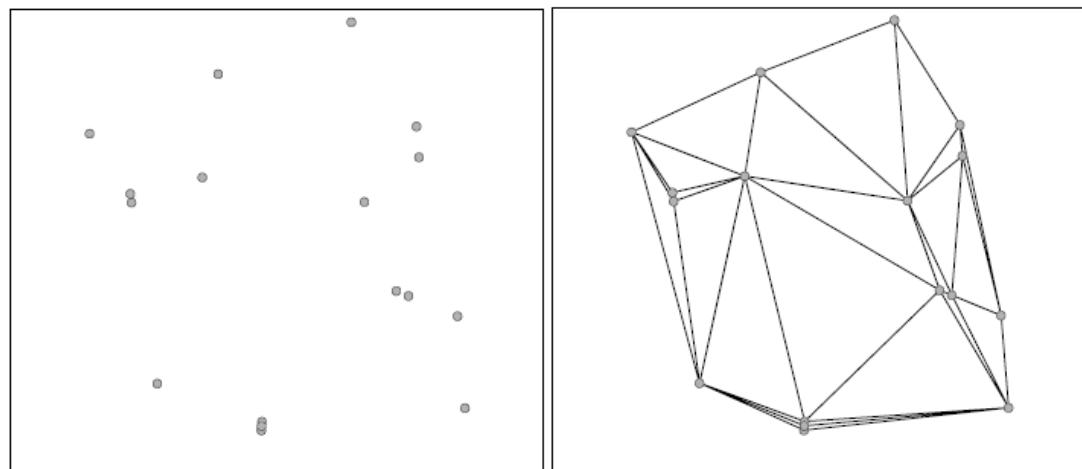
Η μέθοδος του εγγύτερου γείτονα αναπτύχθηκε αρχικά για τη δημιουργία επιφανειακών μέσων όρων και δεδομένου ότι το δίκτυο σταθμών παρατήρησης είναι αντιπροσωπευτικό για μια περιοχή θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί αυτή η μέθοδος. Ωστόσο, ένα σαφές μειονέκτημα της τεχνικής του πλησιέστερου γείτονα είναι η έλλειψη ύπαρξης ενός μέτρου αξιολόγησης του αποτελέσματος. Επίσης, το πεδίο που παράγεται είναι ένα μωσαϊκό, το οποίο δε δίνει μια ρεαλιστική απεικόνιση (Tveito et al., 2006).



ΕΙΚΟΝΑ 10.1. Η μέθοδος του εγγύτερου γείτονα, αριστερά φαίνεται μια πιθανή κατανομή των θέσεων παρατήρησης και δεξιά απεικονίζονται τα γειτονικά πολύγωνα Thiessen (Tveito et al., 2006).

10.1.1.2 Η μέθοδος του τριγωνισμού

Η μέθοδος του τριγωνισμού είναι επίσης μια απλή τεχνική παρεμβολής η οποία αναπτύχθηκε αρχικά για τη δημιουργία μοντέλων εδάφους. Είναι παρόμοια με τη μέθοδο των πολυγώνων Thiessen και στηρίζεται και αυτή σε μια σχηματική-γεωμετρική λύση. Στη διαδικασία αυτή όλοι οι σταθμοί ενώνονται μεταξύ τους με ευθύγραμμα τμήματα σχηματίζοντας μη επικαλυπτόμενα τρίγωνα. Στη συνέχεια σε κάθε τρίγωνο αποδίδεται ως τιμή ο μέσος όρος των κορυφών του (Εικόνα 10.2).



ΕΙΚΟΝΑ 10.2. Η μέθοδος του τριγωνισμού (Tveito et al., 2006).

Πλεονέκτημα της μεθόδου του τριγωνισμού αποτελεί το γεγονός ότι είναι απλή στην εφαρμογή της και σχετικά γρήγορη, ενώ μειονεκτήματα είναι ότι εξαρτάται από την κατανομή των θέσεων μέτρησης και ότι περιορίζεται από τη δομή των τριγώνων (Tveito et al., 2006). Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται ευρέως για τη δημιουργία μοντέλων εδάφους, ωστόσο στη μετεωρολογία και στην κλιματολογία η χρήση της είναι σχετικά περιορισμένη.

10.1.1.3 Η μέθοδος της αντίστροφης σταθμισμένης απόστασης (IDW)

Η μέθοδος της αντίστροφης σταθμισμένης απόστασης (Inverse Distance Weighting IDW) είναι μια βελτιωμένη προσέγγιση της μεθόδου του εγγύτερου γείτονα καθώς χρησιμοποιεί περισσότερες μετρήσεις πέρα από τις μετρήσεις των γειτονικών σημείων. Η τιμή σε ένα ορισμένο σημείο του πλέγματος εκτιμάται με βάση ένα γραμμικό συνδυασμό των γνωστών τιμών σε σημεία γύρω από αυτό. Το βάρος κάθε παρατήρησης προσδιορίζεται από την απόσταση, δίνοντας περισσότερη βαρύτητα στις τιμές που βρίσκονται πιο κοντά στην άγνωστη παρατήρηση.

Η μέθοδος είναι γρήγορη στην παραγωγή ενός πλέγματος, απλή στην εφαρμογή και προσαρμόζεται εύκολα σε συγκεκριμένες ανάγκες. Βασίζεται στην υπόθεση ότι η διαφορά μεταξύ των χωρικών δεδομένων εξαρτάται από την απόσταση μεταξύ δύο θέσεων. Επιτρέπει ανισοτροπία στα δεδομένα, ωστόσο τα βοηθητικά δεδομένα δεν μπορούν να ενσωματωθούν (Sluiter, 2009). Η μέθοδος του cross-validation μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως μέτρο αξιολόγησης της χωρικής παρεμβολής. Η μέθοδος IDW εφαρμόζεται συχνά στη μετεωρολογία και η εφαρμογή της παρέχεται μέσα από πολλά λογισμικά GIS.

10.1.1.4 Η πολυωνυμική μέθοδος παρεμβολής

Από τις πιο δημοφιλείς πολυωνυμικές μεθόδους παρεμβολής είναι οι συναρτήσεις splines. Αν θεωρήσουμε ότι ένας διαμερισμός ενός κλειστού διαστήματος $[\alpha, \beta]$ είναι ο ακόλουθος $\alpha = \chi_0 < \chi_1 < \dots < \chi_n = \beta$, τότε splines ως προς αυτό το διαμερισμό ονομάζονται οι συναρτήσεις που σε κάθε υποδιάστημα $[\chi_i, \chi_{i+1}]$ έχουν μία ορισμένη μορφή, είναι για παράδειγμα πολυώνυμα βαθμού m . Γενικά διακρίνονται οι συναρτήσεις βαθμού $m = 1, 2, 3$ ορίζοντας αντίστοιχα τα γραμμικά, τετραγωνικά και κυβικά τμηματικά πολυώνυμα. Η σημαντικότερη διαφορά μεταξύ των διαφόρων συναρτήσεων splines είναι οι διαφορετικοί αλγόριθμοι εξομάλυνσης που χρησιμοποιούν προκειμένου να παράγουν ομαλοποιημένες επιφάνειες, οι οποίες θα διέρχονται από όλες τις θέσεις μέτρησης.

Ευρύτατη χρήση έχουν οι κυβικές συναρτήσεις splines επειδή ικανοποιούν τις βασικές απαιτήσεις της παρεμβολής, καθώς συνδυάζουν ομαλότητα, μικρό σφάλμα και χρόνο υπολογισμού.

Οι πολυωνυμικές συναρτήσεις θεωρούνται καλές για την παρεμβολή των μηνιαίων και ετήσιων κλιματικών δεδομένων όχι όμως των ημερήσιων (Sluiter, 2009). Σύμφωνα με τους (Tveito et al., 2006) οι συναρτήσεις splines χρησιμοποιήθηκαν για την παρεμβολή 84 μηνιαίων σειρών θερμοκρασίας από σταθμούς της Πορτογαλίας και συγκρινόμενες με διάφορες άλλες μεθόδους προέκυψε ότι υστέρησαν σε σχέση με τη μέθοδο IDW, τις γεωστατιστικές μεθόδους (kriging) και τα μοντέλα γραμμικής παλινδρόμησης.

10.1.2 Στοχαστικές - Πιθανοθεωρητικές Μέθοδοι

Οι στοχαστικές ή πιθανοθεωρητικές μέθοδοι βασίζονται στην πιθανολογική θεωρία και ενσωματώνουν την έννοια της τυχαιότητας. Στη διαδικασία της παρεμβολής μπορεί να χρησιμοποιηθεί η διακύμανση ή η χωρική συνδιακύμανση. Οι μέθοδοι που περιλαμβάνονται σε αυτή την ομάδα των στοχαστικών μεθόδων είναι:

- Η μέθοδος της γραμμικής παλινδρόμησης
- Οι γεωστατιστικές μέθοδοι παρεμβολής

10.1.2.1 Η μέθοδος της γραμμικής παλινδρόμησης

Ο σκοπός της γραμμικής παλινδρόμησης είναι να εκφράσει τη σχέση μεταξύ μιας εξαρτημένης μεταβλητής που θα εκτιμηθεί (predictand) και μίας ή περισσότερων ανεξάρτητων μεταβλητών που θα είναι οι εκτιμητές (predictors). Στην απλούστερη μορφή της περιγράφεται από μια ευθεία γραμμή που διέρχεται μέσα από διάσπαρτα σημεία.

Σύμφωνα με τον Sluiter (2009) η μέθοδος της γραμμικής παλινδρόμησης είναι ντετερμινιστική, λαμβάνοντας ωστόσο υπόψη κάποιες στατιστικές παραδοχές σχετικά με την πιθανότητα κατανομής της προβλεπόμενης εξαρτημένης μεταβλητής, η μέθοδος γίνεται στοχαστική. Στη ντετερμινιστική γραμμική παλινδρόμηση ως μέτρο αξιολόγησης της παρεμβολής χρησιμοποιείται το τεστ cross validation, ενώ στην περίπτωση της στοχαστικής παλινδρόμησης μπορούν να υπολογιστούν το τυπικό σφάλμα της παλινδρόμησης και το ποσοστό της διακύμανσης που ερμηνεύεται (explained variance).

Αν θεωρήσουμε $Z(s_0, t)$ την εξαρτημένη μεταβλητή η οποία θα εκτιμηθεί από τους ανεξάρτητους εκτιμητές $Z(s_i, t)$ με $i = 1, \dots, m$, με s τα διανύσματα θέσης και t τον χρόνο, τότε η διανυσματική μορφή των εκτιμητών θα δίνεται από $\mathbf{Z}^T(t) = [Z(s_1, t), \dots, Z(s_m, t)]$ και η γραμμική παλινδρόμηση θα περιγράφεται από τον ακόλουθο τύπο (Szentimrey et al., 2007):

$$\hat{Z}(s_0, t) = E((Z(s_0, t))) + c^T C^{-1}(\mathbf{Z}(t) - E(\mathbf{Z}(t))) \quad (10.1)$$

όπου $\hat{Z}(s_0, t)$ είναι η εκτιμώμενη τιμή της γραμμικής παλινδρόμησης η οποία ελαχιστοποιεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, c το διάνυσμα της συνδιακύμανσης της εξαρτημένης μεταβλητής και των ανεξάρτητων μεταβλητών που δίνεται από τον τύπο $c = [cov(Z(s_0), Z(s_1)), \dots, cov(Z(s_0), Z(s_m))]^T$, C ο πίνακας της συνδιακύμανσης μεταξύ των ανεξάρτητων μεταβλητών $C = [cov(Z(s_i), Z(s_j))]_{i,j=1}^m$ και $E(\mathbf{Z}(t))$ το διάνυσμα των αναμενόμενων τιμών $E(\mathbf{Z}(t))^T = [E(Z(s_1, t)), \dots, E(Z(s_m, t))]$.

10.1.2.2 Οι γεωστατιστικές μέθοδοι παρεμβολής

Η γεωστατιστική αποτελεί κλάδο της εφαρμοσμένης στατιστικής και στηρίζεται στη θεωρία πιθανοτήτων και τη στατιστική. Η χωρική παρεμβολή με γεωστατιστικές μεθόδους ονομάζεται kriging. Η ονομασία προέρχεται από τον Νοτιοαφρικανό Danie Gerhardus Krige, ο οποίος ήταν μηχανικός ορυχείων και υπήρξε πρωτοπόρος της χρήσης στατιστικών μεθόδων για την εκτίμηση αποθεμάτων μετάλλων της χώρας του κατά τη δεκαετία του '50. Η εμπειρική εργασία του D.G.Krige επισημοποιήθηκε τη δεκαετία του '60 από τον Γάλλο μαθηματικό και γεωλόγο Georges François Paul Marie Matheron και από τις αρχές του '70 η μέθοδος kriging χρησιμοποιήθηκε εκτενώς, αρχικά στις μεταλλευτικές βιομηχανίες της Δυτικής Ευρώπης και της Νότιας Αφρικής και αργότερα σε πολλές γεωεπιστήμες. Το 1998 οι McDonnell και Burrough έδειξαν ότι όταν τα δεδομένα είναι αραιά (αλλά όχι πολύ αραιά) η μέθοδος kriging είναι η καλύτερη μέθοδος παρεμβολής για εφαρμογές των γεωεπιστημών.

Υπάρχουν διάφορες παραλλαγές της μεθόδου kriging (ordinary kriging, universal kriging, co-kriging, residual kriging, indicator kriging, block kriging κ.λπ.) ανάλογα με το μοντέλο των αναμενόμενων τιμών. Οι διάφοροι τύποι kriging μπορούν να ληφθούν από τον τύπο (10.1) της γραμμικής παλινδρόμησης που περιγράφηκε στην προηγούμενη παράγραφο, εφαρμόζοντας στις αναμενόμενες τιμές τη γενικευμένη μέθοδο των ελαχίστων

τετραγώνων. Η δυνατότητα παρεμβολής με μεθόδους kriging παρέχεται σε πολλά λογισμικά GIS (ArcGIS, Surfer, Idrisi, Gstat, GSLIB, Isatis, S-Plus Spatial module κ.α.).

Ordinary kriging

Η συνήθης, βασική μορφή της μεθόδου kriging είναι η ordinary kriging. Η εκτίμηση μιας τιμής με αυτή τη μέθοδο είναι ο γραμμικός συνδυασμός των μετρήσεων. Τα βάρη που χρησιμοποιούνται εξαρτώνται από τη χωρική συσχέτιση των δεδομένων. Στην ordinary kriging θεωρούμε ότι δεν υπάρχει χωρική τάση των δεδομένων, το μοντέλο δηλαδή για τις αναμενόμενες τιμές δίνεται από $E(Z(s_i, t)) \equiv \mu(t)$ ($i = 0, \dots, m$) όπου η $\mu(t)$ χρονική τάση των μετεωρολογικών δεδομένων (Szentimrey et al., 2007). Η γενικευμένη μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων για τη χρονική τάση $\mu(t)$ χρησιμοποιώντας τους ανεξάρτητους εκτιμητές $Z(t)$ θα είναι της μορφής:

$$\hat{\mu}_{\text{ελαχ.τετρ}}(t) = (1^T C^{-1} 1)^{-1} 1^T C^{-1} Z(t)$$

Αντικαθιστώντας το $\hat{\mu}_{\text{ελαχ.τετρ}}(t)$ στην εξίσωση της γραμμικής παλινδρόμησης (10.1) προκύπτει ο τύπος της μεθόδου ordinary kriging:

$$\begin{aligned}\hat{Z}_{\text{or.kriging}}(s_0, t) &= \hat{\mu}_{\text{ελαχ.τετρ}}(t) + c^T C^{-1} (Z(t) - \hat{\mu}_{\text{ελαχ.τετρ}}(t) 1) \\ &= \sum_{i=1}^m \lambda_i Z(s_i, t) \text{ όπου } \sum_{i=1}^m \lambda_i = 1\end{aligned}$$

Το διάνυσμα των συντελεστών βαρύτητας $\lambda^T = [\lambda_1, \dots, \lambda_m]$ γράφεται ως εξής: $\lambda^T = \left(\gamma^T + 1^T \frac{(1 - 1^T \Gamma^{-1} \gamma)}{1^T \Gamma^{-1} 1}\right) \Gamma^{-1}$ όπου γ το διάνυσμα του βαριογράμματος μεταξύ της εξαρτημένης μεταβλητής που εκτιμάται και των ανεξάρτητων μεταβλητών που εκτιμούν και Γ ο πίνακας του βαριογράμματος μεταξύ των ανεξάρτητων μεταβλητών. Τα βαριογράμματα χρησιμοποιούνται περισσότερο στη γεωστατιστική, ενώ στη μετεωρολογία προτιμάται η συνδιακύμανση. Σε αυτή την περίπτωση στον τύπο των συντελεστών βαρύτητας χρησιμοποιούνται στη θέση των γ και Γ τα c και C που περιγράφηκαν στη μέθοδο της γραμμικής παρεμβολής (παράγραφος 10.1.2.1).

Universal kriging

Η μέθοδος universal kriging αποτελεί επί της ουσίας μια γενίκευση της ordinary kriging. Η παρεμβολή με τη universal kriging ξεκινάει με τη διαπίστωση ότι η χωρική διακύμανση μιας συνεχούς παραμέτρου συχνά δεν μπορεί να περιγραφεί από μια ομαλή

μαθηματική συνάρτηση. Αντ' αυτού η διακύμανση μπορεί να περιγραφεί καλύτερα από μια στοχαστική επιφάνεια (Burrough, 1986). Επίσης, σε αντίθεση με την ordinary kriging όπου η μέση τιμή θεωρείται σταθερή στην universal kriging η υπόθεση της σταθερής μέσης τιμής δεν ισχύει αλλά θεωρείται ότι η μέση τιμή μεταβάλλεται ως συνάρτηση της θέσης. Δηλαδή στην παρεμβολή με universal kriging γίνονται δυο υποθέσεις: α) ύπαρξη χωρικής τάσης και β) μη σταθερή μέση τιμή. Το μοντέλο για τις αναμενόμενες τιμές είναι της μορφής $E(Z(s_i, t)) = \sum_{k=1}^K \beta_k(t)x_k(s_i)$. Στη συνέχεια ακολουθούν παρόμοιοι υπολογισμοί όπως και στην ordinary kriging. Η μέθοδος αυτή περιγράφεται αναλυτικότερα στη μελέτη των (Szentimrey et al., 2007).

Co-kriging

Η μέθοδος αυτή είναι μια επέκταση της μεθόδου kriging και εφαρμόζεται σε περιπτώσεις που υπάρχουν δύο ή περισσότερες μεταβλητές που οι τιμές τους εμφανίζουν χωρική εξάρτηση και καλούνται συνχωρικές (McBratney and Webster, 1983). Στη μέθοδο αυτή εκτιμάται η χωρική μεταβολή των τιμών μιας παραμέτρου για την οποία είναι διαθέσιμος μικρός αριθμός δεδομένων, από τη χωρική μεταβολή μιας συν μεταβλητής για την οποία υπάρχουν επαρκή δεδομένα. Βέβαια βασική προϋπόθεση είναι να υπάρχει στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ των δύο μεταβλητών. Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται συχνά στη μετεωρολογία, για παράδειγμα ο Schuurmans (2007) τη χρησιμοποίησε για να συνδυάζει τα μετεωρολογικά δεδομένα που μετρούνται σε επίγειους σταθμούς και τα δεδομένα υετού που παρέχονται από ραντάρ.

Residual kriging

Σε αυτή την περίπτωση εφαρμόζεται πρώτα μια παλινδρόμηση (π.χ. γραμμική παλινδρόμηση) μεταξύ της εξαρτημένης μεταβλητής $Z(s_0, t)$ που πρόκειται να εκτιμηθεί και των ανεξάρτητων μεταβλητών $Z(s_i, t)$ με $i = 1, \dots, m$ βάση των οποίων εκτιμείται η $Z(s_0, t)$. Στην συνέχεια υπολογίζονται τα κατάλοιπα της παλινδρόμησης τα οποία χρησιμοποιούνται στην παρεμβολή η οποία γίνεται με την κλασική μέθοδο ordinary kriging. Η μέθοδος residual kriging χρησιμοποιείται ευρέως στη μετεωρολογία και σε συνδυασμό με τη γραμμική παλινδρόμηση έδωσε καλά αποτελέσματα σε παρεμβολές μηνιαίων και ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας των Σκανδιναβικών χωρών (Tveito et al., 2006). Επίσης οι Dyras and Ustrnul (2007) αναφέρουν ότι η residual kriging στην παρεμβολή

μηνιαίων και εποχικών τιμών μέσης θερμοκρασίας και αθροιστικού υετού παρουσίασε καλύτερα αποτελέσματα από άλλες μεθόδους παρεμβολής.

Indicator kriging

H indicator kriging είναι μια απλή μη παραμετρική μέθοδος η οποία βασίζεται σε δεδομένα τα οποία από συνεχή έχουν μετασχηματιστεί σε δυαδικά. Μια συνεχής μεταβλητή μπορεί να μετατραπεί σε δυαδική (0 ή 1) με την επιλογή ενός κατωφλίου: αν οι τιμές είναι πάνω από την τιμή κατωφλίου η συνεχής μεταβλητή λαμβάνει την τιμή 1, ενώ αν είναι κάτω από αυτήν, λαμβάνει την τιμή 0. Χρησιμοποιώντας τις δυαδικές μεταβλητές η διαδικασία παρεμβολής μέσω της indicator kriging είναι ίδια με αυτή της ordinary kriging.

Block kriging

Σε πολλές περιπτώσεις, μας ενδιαφέρει η εκτίμηση της τιμής μιας παραμέτρου όχι σε ένα άγνωστο σημείο αλλά σε ένα τμήμα. Αυτό θα ήταν επιθυμητό αν η παρεμβολή με την ordinary kriging οδηγούσε σε μια επιφάνεια η οποία θα παρουσίαζε πολλές κορυφές ή κοιλότητες. Αυτό μπορεί να συμβεί αν οι τιμές του δείγματος αλλάζουν πολύ γρήγορα (απότομα) σε μικρές αποστάσεις. Ένας τρόπος για την εξομάλυνση τέτοιων φαινομένων είναι να διαιρεθεί το σύνολο της περιοχής σε πολλά τμήματα και να υπολογιστεί μια απλή τοπική μέση τιμή σε καθένα από αυτά. Η διαδικασία αυτή αν και εννοιολογικά απλή μπορεί να είναι υπολογιστικά χρονοβόρα. Στην περίπτωση αυτή λοιπόν χρησιμοποιείται η μέθοδος block kriging η οποία επιτυγχάνει το ίδιο αποτέλεσμα με την ανωτέρω διαδικασία μειώνοντας όμως σημαντικά το χρόνο υπολογισμού.

10.1.3 Άλλες Μέθοδοι Παρεμβολής

Πέρα από τις μεθόδους παρεμβολής που παρουσιάστηκαν παραπάνω αναπτύχθηκαν και ορισμένες άλλες μέθοδοι με σκοπό τη χωρική ανάλυση μετεωρολογικών ή κλιματικών δεδομένων. Αυτές οι μέθοδοι είναι: α) AURELHY, β) PRISM και γ) MISH.

10.1.3.1 Η μέθοδος AURELHY

Η μέθοδος AURELHY (Analyse Utilisant le Relief pour les besoins de l'Hydrométéorologie) αναπτύχθηκε στη Γαλλική Μετεωρολογική Υπηρεσία Meteo-France και αποτελεί ένα παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου residual kriging. Έχοντας υπόψη ότι πολλές μετεωρολογικές παράμετροι επηρεάζονται έντονα από την τοπογραφία, για παράδειγμα ο υετός, οι Bénichou και Le Breton (1987) πρότειναν την ανάλυση κυρίων συνιστωσών (principal component analysis) για την παραμετροποίηση της τοπογραφίας, παρέχοντας έτσι μια πιο αντικειμενική μέθοδο σχετικά με την επίδραση της τοπογραφίας. Η μέθοδος AURELHY χρησιμοποιεί για κάθε σημείο μέτρησης το υψόμετρο της θέσης του και την υψομετρική διαφορά μεταξύ του κεντρικού σημείου μέτρησης και των γειτονικών σημείων σε ένα τετραγωνικό πίνακα (π.χ. 11×11). Με αυτόν τον τρόπο κάθε σημείο περιγράφεται από 121 τιμές. Στη συνέχεια εφαρμόζεται η ανάλυση των κυρίων συνιστωσών προκειμένου να μειωθούν οι μεταβλητές οι οποίες χαρακτηρίζουν την τοπογραφία της περιοχής. Κατόπιν εφαρμόζεται γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ της μετεωρολογικής παραμέτρου που μελετάται και των τοπογραφικών μεταβλητών που προέκυψαν από την ανάλυση των κυρίων συνιστωσών και υπολογίζονται τα κατάλοιπα τα οποία αναλύονται με τεχνικές kriging.

10.1.3.2 Η μέθοδος PRISM

Μια ευρέως εφαρμοσμένη μέθοδος στην κλιματολογία είναι η μέθοδος PRISM (Parameter Regressionon Independent Slopes Model) που αναπτύχθηκε από τους Daly et al. (1994). Παράγει ψηφιακές συνεχείς επιφάνειες χρησιμοποιώντας τις σημειακές μετρήσεις των μετεωρολογικών παραμέτρων (π.χ. βροχόπτωσης, θερμοκρασίας, κ.λ.π.) και ενσωματώνει και άλλες κλιματικές πληροφορίες, όπως για παράδειγμα ομβροσκιές, θερμοκρασιακές αναστροφές και την επίδραση των παράκτιων περιοχών σε μια παράμετρο. Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε στο Πανεπιστήμιο Oregon State University (OSU) και ο αλγόριθμος γράφτηκε για να μιμηθεί τη διαδικασία της σκέψης ενός έμπειρου κλιματολόγου όταν σχεδιάζει έναν κλιματικό χάρτη. Αρχικά, οι πρώτες προσπάθειες επικεντρώθηκαν στη χαρτογράφηση του υετού ο οποίος θεωρείται ως η κλιματική μεταβλητή η οποία αποτυπώνεται δυσκολότερα σε ένα χάρτη. Γνωρίζοντας ότι το υψόμετρο αποτελεί έναν κύριο παράγοντα που επιδρά στα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα χαράχθηκαν με το χέρι ισοϋετες καμπύλες πάνω σε τοπογραφικούς χάρτες. Στον αρχικό αλγόριθμο αναπτύχθηκε μια συνάρτηση παλινδρόμησης μεταξύ του

υετού και του υψηλότερου, χρησιμοποιώντας τα δεδομένα από τους γειτονικούς σταθμούς και για κάθε pixel του υψηλούτερου κάναβου υπολογίστηκε μια τιμή υετού. Από τη διαδικασία αυτή προέκυψε ότι η σχέση μεταξύ υψηλότερου και υετού ποικίλει πολύ από περιοχή σε περιοχή, για παράδειγμα τα ποσά υετού που καταγράφονται σε σταθμό που βρίσκεται στην προσήνεμη πλευρά ενός βουνού είναι πολύ διαφορετικά από αυτά που καταγράφονται σε σταθμό που βρίσκεται στην πλευρά της ομβροσκιάς. Γράφτηκε λοιπόν ένας νέος αλγόριθμος για τον αυτόματο διαχωρισμό του εδάφους σε τοπογραφικές όψεις με διάφορες κατηγορίες προσανατολισμού (κλίση των πλαγιών Δ, ΒΔ, Β, ΒΑ, κ.λπ.). Στη συνέχεια οι διαθέσιμοι μετεωρολογικοί σταθμοί ομαδοποιήθηκαν με βάση τα κοινά τοπογραφικά τους χαρακτηριστικά και εφαρμόστηκε εκ νέου η διαδικασία της παλινδρόμησης. Στην πορεία προστέθηκαν και άλλες βελτιώσεις στον αλγόριθμο πάντα με την εποπτεία ειδικού κλιματολόγου. Περισσότερες πληροφορίες σχετικά με τη μέθοδο PRISM μπορούν να βρεθούν στον ιστότοπο (http://www.prism.oregonstate.edu/documents/PRISM_history_jun2013.pdf). Στην Ευρώπη η μέθοδος PRISM εφαρμόστηκε για παρεμβολή δεδομένων υετού στην περιοχή των Άλπεων από τον Schwarb (2001) και σύμφωνα με τα αποτελέσματα η μέθοδος αποδείχθηκε πολύ καλή σε περιοχές που το δίκτυο των σταθμών δεν είναι αντιπροσωπευτικό της μορφολογίας του εδάφους. Αντιθέτως σε περιοχές με πυκνό δίκτυο σταθμών οι παραδοσιακές μέθοδοι έδωσαν καλύτερα αποτελέσματα.

10.1.3.3 Η μέθοδος MISH

Η μέθοδος MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data) αναπτύχθηκε στην Ουγγρική Μετεωρολογική Υπηρεσία (OMSZ) από τους Szentimrey and Bihari (2007; 2014) με σκοπό τη χωρική παρεμβολή των μετεωρολογικών παραμέτρων. Τα κύρια χαρακτηριστικά της μεθόδου MISH είναι τα εξής:

- βασίζεται σε μακρόχρονες, ομογενοποιημένες μηνιαίες κλιματικές σειρές και χρησιμοποιεί τις πληροφορίες που παρέχονται από αυτές.
- υπολογίζει τις βέλτιστες παραμέτρους παρεμβολής οι οποίες προκύπτουν από γνωστές συναρτήσεις των στατιστικών παραμέτρων.
- χρησιμοποιεί στη χωρική παρεμβολή τις βέλτιστες παραμέτρους παρεμβολής.

Στην πράξη, η μέθοδος MISH περιλαμβάνει δύο στάδια. Το πρώτο στάδιο αφορά τη μαθηματική προτυποποίηση των παραμέτρων και το δεύτερο στάδιο τη χωρική παρεμβολή. Τα βασικά στοιχεία της μαθηματικής προτυποποίησης είναι τα ακόλουθα:

- περιγράφονται μαθηματικά οι στατιστικές παράμετροι με βάση τις μακρόχρονες ομογενοποιημένες μηνιαίες κλιματικές σειρές και τις τοπογραφικές και γεωγραφικές παραμέτρους.
- αξιολογούνται τα στατιστικά αποτελέσματα που προκύπτουν από την προτεινόμενη μαθηματική προτυποποίηση.

Στη συνέχεια τα αποτελέσματα της μαθηματικής προτυποποίησης χρησιμοποιούνται προκειμένου να εφαρμοστεί η χωρική παρεμβολή της μετεωρολογικής παραμέτρου. Τα κύρια χαρακτηριστικά της διαδικασίας της παρεμβολής είναι τα ακόλουθα:

- ανάλογα με την κλιματική παράμετρο που εξετάζεται χρησιμοποιείται είτε το προσθετικό, είτε το πολλαπλασιαστικό μοντέλο για τη θερμοκρασία και για τον υετό αντίστοιχα.
- δύναται να γίνει παρεμβολή σε ημερήσιες, μηνιαίες ή μέσες τιμές πολλών ετών.
- ακόμα και μικρός αριθμός εκτιμητών αρκεί για τη χωρική παρεμβολή.
- τα αναμενόμενα σφάλματα της παρεμβολής περιγράφονται μαθηματικά και αυτά.
- μπορούν να χρησιμοποιηθούν συμπληρωματικές πληροφορίες όπως δορυφορικά δεδομένα ή δεδομένα ραντάρ. Η δυνατότητα αυτή είναι ιδιαίτερα χρήσιμη στη χωρική παρεμβολή του υετού, για παράδειγμα, καθώς απαιτείται ένα πυκνό δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών και είναι αναγκαία η ύπαρξη δεδομένων σε πάρα πολλά σημεία πλέγματος προκειμένου να γίνει μια καλή παρεμβολή.

Μαθηματικό υπόβαθρο της μεθόδου MISH

Αν θεωρήσουμε $Z(s_1, t), \dots, Z(s_n, t)$ τους ανεξάρτητους εκτιμητές, με s τα διανύσματα θέσης και t τον χρόνο και $Z(s_0, t)$ την εξαρτημένη μεταβλητή την οποία θέλουμε να εκτιμήσουμε, τότε εφαρμόζοντας την κατάλληλη παρεμβολή $Z(s_0, t)$ μπορεί να προβλεφθεί από τις παραμέτρους $Z(s_1, t), \dots, Z(s_n, t)$. Ο τύπος της παρεμβολής εξαρτάται από την κατανομή πιθανότητας της μετεωρολογικής παραμέτρου. Στην περίπτωση της θερμοκρασίας η κανονική κατανομή θεωρείται κατάλληλη και

χρησιμοποιείται το προσθετικό πρότυπο. Ο τύπος της χωρικής παρεμβολής δίνεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\hat{Z}(s_0, t) = \lambda_0 + \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i, t), \quad \text{με } \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \text{ και } i = 1, \dots, n$$

όπου λ_0 ο σταθερός όρος και λ_i οι συντελεστές βαρύτητας της παρεμβολής. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα της παρεμβολής δίνεται από την εξίσωση: $RMSE(s_0) = \sqrt{E((Z(s_0, t) - \hat{Z}(s_0, t))^2)}$ και η αντιπροσωπευτικότητα του δικτύου των σταθμών από $REP(s_0) = 1 - \frac{RMSE(s_0)}{D(s_0)}$, όπου E η αναμενόμενη τιμή της θερμοκρασίας και $D(s_0)$ η τυπική απόκλιση.

Σε γενικές γραμμές, οι βέλτιστες παράμετροι παρεμβολής ελαχιστοποιούν το αναμενόμενο σφάλμα της παρεμβολής και μπορούν να γραφούν ως μαθηματικές συναρτήσεις των βασικών στατιστικών παραμέτρων. Οι βασικές στατιστικές παράμετροι που χρησιμοποιούνται στις εξισώσεις παρεμβολής είναι οι ντετερμινιστικές ή τοπικές παράμετροι (αναμενόμενες τιμές και τυπικές αποκλίσεις) και οι στοχαστικές παράμετροι (συσχετίσεις και συνδιακυμάνσεις που προτιμούνται στη μετεωρολογία ή βαριογράμματα που προτιμούνται στη γεωστατιστική). Στην ουσία, αυτές οι στατιστικές παράμετροι είναι κλιματικές παράμετροι που σημαίνει ότι η βέλτιστη παρεμβολή θα μπορούσε να επιτευχθεί αν κάποιος γνώριζε το κλίμα. Οι μεγάλες ομογενείς χρονολογικές σειρές μας παρέχουν τις πιο ακριβείς πληροφορίες σχετικά με το κλίμα και ως εκ τούτου οι πληροφορίες αυτές είναι ιδιαίτερα χρήσιμες στη μαθηματική προτυποποίηση. Κατά συνέπεια, οι κλιματικές παράμετροι είναι ουσιαστικά γνωστές από τις μακρόχρονες σειρές δεδομένων και η μέθοδος MISH χρησιμοποιεί τις εν λόγω πληροφορίες.

Ο βέλτιστος σταθερός όρος λ_0 εξαρτάται από $E(s_0) - E(s_i)$ για $i = 1 \dots n$. Επιπλέον, οι βέλτιστοι συντελεστές βαρύτητας λ_i και η αντιπροσωπευτικότητα $REP(s_0)$ εξαρτώνται μόνο από τη συσχέτιση και τη χωρική μεταβλητότητα των τοπικών στατιστικών παραμέτρων. Αποδεικνύεται ότι $\lambda_0 = \sum_{i=1}^n \lambda_i (E(s_0) - E(s_i))$ οπότε ο τελικός τύπος της παρεμβολής δίνεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\hat{Z}(s_0, t) = \sum_{i=1}^n \lambda_i (E(s_0) - E(s_i)) + \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i, t), \quad \text{με } \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \text{ και } i = 1, \dots, n$$

όπου $E(s_i)$ $i = 0, \dots, n$ είναι η χωρική τάση στο γραμμικό μετεωρολογικό μοντέλο των αναμενόμενων τιμών $E(Z(s_i, t)) = \mu(t) + E(s_i)$ για $i = 0, \dots, n$ και $\mu(t)$ η χρονική τάση.

Το διάνυσμα των βέλτιστων συντελεστών βαρύτητας $\lambda = [\lambda_1, \dots, \lambda_n]$ γράφεται με τη μορφή της συνδιακύμανσης ως εξής:

$$\lambda = \frac{C^{-1}1}{1^T C^{-1}1} + \left(C^{-1} - \frac{C^{-1}11^T C^{-1}}{1^T C^{-1}1} \right) c$$

όπου C ο πίνακας συνδιακύμανσης μεταξύ των εκτιμητών $C = [cov(Z(s_i), Z(s_j))]_{i,j=1}^n$, c το διάνυσμα της συνδιακύμανσης της μετεωρολογικής παραμέτρου και των ανεξάρτητων εκτιμητών $c = [cov(Z(s_0), Z(s_1)), \dots, cov(Z(s_0), Z(s_n))]^T$ και 1 το μοναδιαίο διάνυσμα.

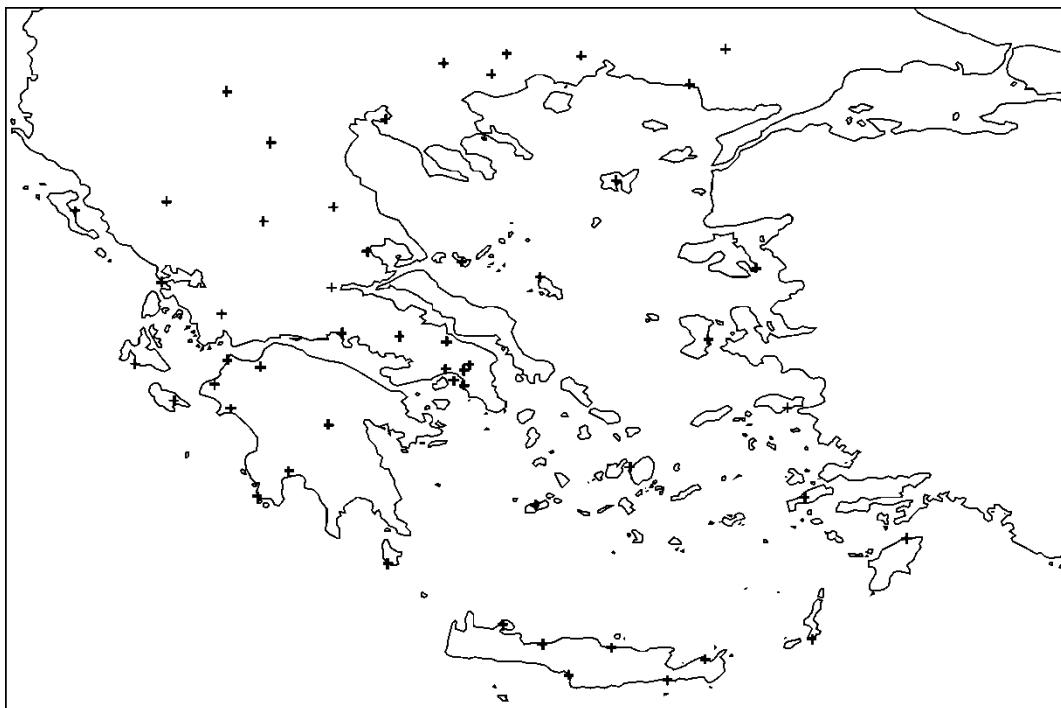
Σύγκριση της μεθόδου MISH και των γεωστατιστικών μεθόδων παρεμβολής

Ουσιαστικά η μαθηματική λύση της μεθόδου MISH που παρουσιάστηκε παραπάνω αποτελεί τη θεωρητική βάση των γεωστατιστικών μεθόδων kriging που περιγράφηκαν στην παράγραφο 10.1.3.2. Η διαφορά έγκειται στην ποσότητα των πληροφοριών που χρησιμοποιούνται για τη μαθηματική προτυποποίηση των στατιστικών παραμέτρων. Οι γεωστατιστικές μέθοδοι προσεγγίζουν το πρόβλημα της χωρικής ανάλυσης στατικά ως προς τον χρόνο χρησιμοποιώντας τις μεταβλητές $Z(s_i) i = 1, \dots, n$. Εξετάζοντας όμως το πρόβλημα της παρεμβολής από στατιστικής απόψεως, θα πρέπει να γίνουν κάποιες παραδοχές σχετικά τις μεταβλητές Z , διαφορετικά τα δεδομένα δε θα είναι αντιπροσωπευτικά και τα εξαγόμενα συμπεράσματα αβέβαια (Cressie, 1991). Οι παραδοχές που γίνονται είναι, για παράδειγμα, ότι η Z υπακούει στις απαιτήσεις της εσωτερικής στασιμότητας ή ότι το ημιβαριόγραμμα απαιτεί στασιμότητα δεύτερης τάξης. Με βάση την υπόθεση αυτή οι διαφορές μεταξύ των $Z(s)$, $Z(s+r)$ είναι ασθενώς στάσιμες και ισχύει ότι η μέση τιμή είναι σταθερή $E[Z(s+r) - Z(s)] = 0$ ή $E[Z(s)] \equiv \mu$ και η διακύμανση των διαφορών εξαρτάται μόνο από την απόσταση των δύο σημείων $var(Z(s+r) - Z(s)) = 2\gamma(r)$ όπου r η διανυσματική απόσταση μεταξύ των σημείων s_i και s_j $r = s_i - s_j$. Με αυτόν τον τρόπο το πρόβλημα της παρεμβολής λύνεται χωρίς την ύπαρξη χρονικών δεδομένων.

Στη μετεωρολογία όμως διαχειριζόμαστε χωροχρονικά δεδομένα, δηλαδή μακρόχρονες σειρές δεδομένων που αποτελούν ένα δείγμα στο χώρο και στο χρόνο και καθιστούν δυνατή τη μαθηματική προτυποποίηση των στατιστικών κλιματικών παραμέτρων. Επομένως στη μέθοδο MISH υπολογίζονται οι χωρικές τάσεις και οι στατιστικές συνδιακυμάνσεις μεταξύ των σταθμών. Περισσότερες πληροφορίες σχετικά με τη μέθοδο MISH αναφέρονται από τους Szentimrey and Bihari (2007; 2014).

10.2 ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΜΕΣΗΣ ΜΗΝΙΑΙΑΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Στην παράγραφο αυτή επιχειρείται η χαρτογράφηση της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας στον ελλαδικό χώρο μέσω της χωρικής παρεμβολής των αντίστοιχων τιμών. Οι χρονοσειρές που χρησιμοποιήθηκαν είναι οι 52 σειρές μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας για την περίοδο 1960-2004, οι οποίες ομογενοποιήθηκαν με τη μέθοδο HOMER. Η μέθοδος παρεμβολής που επιλέχθηκε να εφαρμοστεί είναι η μέθοδος MISH εξαιτίας των πλεονεκτημάτων που παρουσιάζει έναντι των υπολούπων γεωστατιστικών μεθόδων, σε συνδυασμό όμως με τη μέθοδο AURELHY για την επιλογή των γεωγραφικών και τοπογραφικών παραμέτρων. Η χωρική κατανομή των 52 μετεωρολογικών σταθμών που χρησιμοποιήσαμε στην παρεμβολή παρουσιάζονται στην Εικόνα 10.3.



ΕΙΚΟΝΑ 10.3. Η χωρική κατανομή των σταθμών που χρησιμοποιούνται στην παρεμβολή.

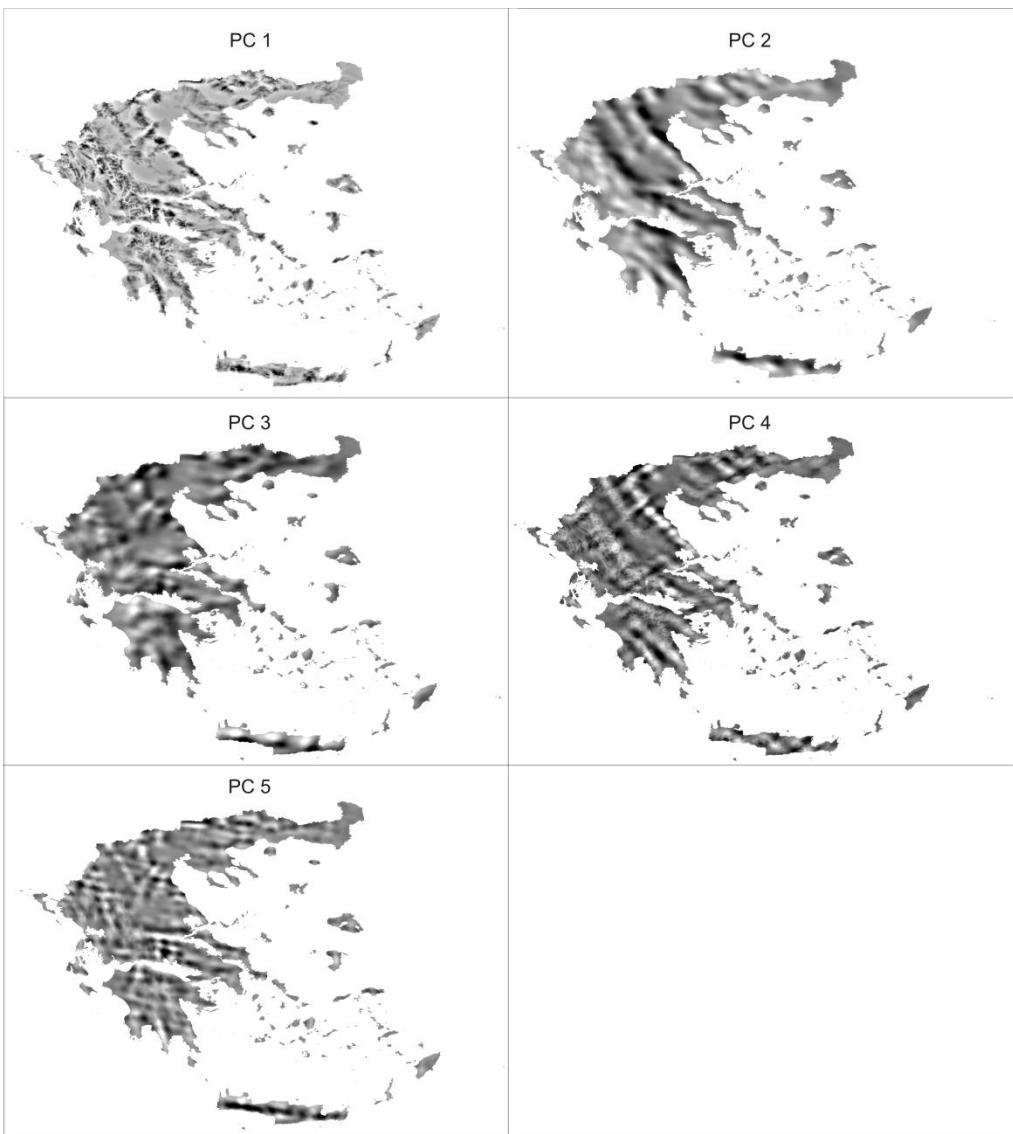
10.2.1 Τοπογραφικές και Γεωγραφικές Παράμετροι

Όπως προαναφέρθηκε στόχος της παρεμβολής είναι η χωρικοποίηση των μετεωρολογικών και κλιματικών παραμέτρων μέσω μαθηματικών σχέσεων που συσχετίζουν τις κλιματικές παραμέτρους με τις γεωφυσικές παραμέτρους σε κάθε σημείο της περιοχής μελέτης. Αυτές οι μαθηματικές σχέσεις προσπαθούν να αντικατοπτρίσουν την επίδραση των γεωφυσικών χαρακτηριστικών στη διαμόρφωση του κλίματος μιας περιοχής.

Τα γεωφυσικά χαρακτηριστικά λειτουργούν ως ανεξάρτητες μεταβλητές στα μοντέλα εκτίμησης των εξαρτημένων κλιματικών μεταβλητών.

Ένα από τα βασικά ερωτήματα στην προσπάθεια επιλογής των γεωφυσικών παραμέτρων είναι αφ' ενός ποιες παράμετροι επιδρούν στο κλίμα μιας περιοχής και αφ' ετέρου πως αυτές μπορούν να ποσοτικοποιηθούν. Είναι γεγονός ότι τα γεωφυσικά χαρακτηριστικά μιας περιοχής δεν επηρεάζουν όλες τις κλιματικές παραμέτρους και φυσικά δεν επηρεάζουν κάθε σημείο του πλανήτη με τον ίδιο τρόπο. Οι κυριότερες γεωγραφικές και τοπογραφικές παράμετροι που χρησιμοποιούνται περισσότερο στις μελέτες χωρικής παρεμβολής είναι το υψόμετρο, η κλίση, ο προσανατολισμός, η απόσταση από την ακτογραμμή και το γεωγραφικό μήκος και πλάτος (Ninyerola et al., 2000; Vicente-Serrano et al., 2003; Claps et al., 2008, Agnew and Palutikof, 2010; Feidas et al., 2013). Ωστόσο, οι Bénichou and Le Breton (1987) πρότειναν έναν πιο αντικειμενικό τρόπο για την παραμετροποίηση των σημείων του εδάφους. Όπως αναφέρθηκε στην περιγραφή της μεθόδου AURELHY στην παράγραφο 10.1.3.1, κάθε σημείο περιγράφεται από το υψόμετρό του και από το υψόμετρο των γειτονικών σημείων σε ένα πίνακα (11×11) και στη συνέχεια χρησιμοποιείται η ανάλυση κυρίων συνιστωσών για να μειωθούν οι μεταβλητές οι οποίες χαρακτηρίζουν την τοπογραφία της περιοχής.

Στην παρούσα διατριβή υιοθετήθηκε η μέθοδος AURELHY ως προς τις γεωγραφικές και τοπογραφικές παραμέτρους που θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν για να εκτιμηθεί η μέση θερμοκρασία. Ωστόσο, δε χρησιμοποιήθηκαν τα 121 (11×11) γειτονικά σημεία όπως προτείνεται στην αρχική μέθοδο AURELHY, αλλά έγινε μια παραμετροποίηση έτσι ώστε κάθε σημείο πλέγματος να περιγράφεται από 1550 γειτονικά σημεία, δηλαδή 2×16 σημεία σε γεωγραφικό πλάτος και 2×23 σημεία σε γεωγραφικό μήκος. Η παραμετροποίηση αυτή έγινε επειδή αυτός ο αριθμός των γειτονικών σημείων εξασφαλίζει περίπου ίσες αποστάσεις τόσο σε γεωγραφικό πλάτος, όσο και σε μήκος. Η μεγάλη ποσότητα πληροφοριών συμπυκνώθηκε με την ανάλυση κυρίων συνιστωσών και τελικά χρησιμοποιήθηκαν ως προβλέπουσες μεταβλητές οι 15 πρώτες κύριες συνιστώσες AURELHY. Στην Εικόνα 10.4 απεικονίζονται οι πέντε πρώτες κύριες συνιστώσες, η πρώτη κύρια συνιστώσα (PC1) υποδηλώνει τις κορυφές και τις κοιλάδες, η δεύτερη (PC2) τις πλαγιές ανατολής-δύσης, η τρίτη (PC3) τις πλαγιές βορρά-νότου, η τέταρτη (PC4) τις σέλες βορρά νότου και η πέμπτη (PC5) τις σέλες βορειοανατολικά-νοτιοδυτικά.

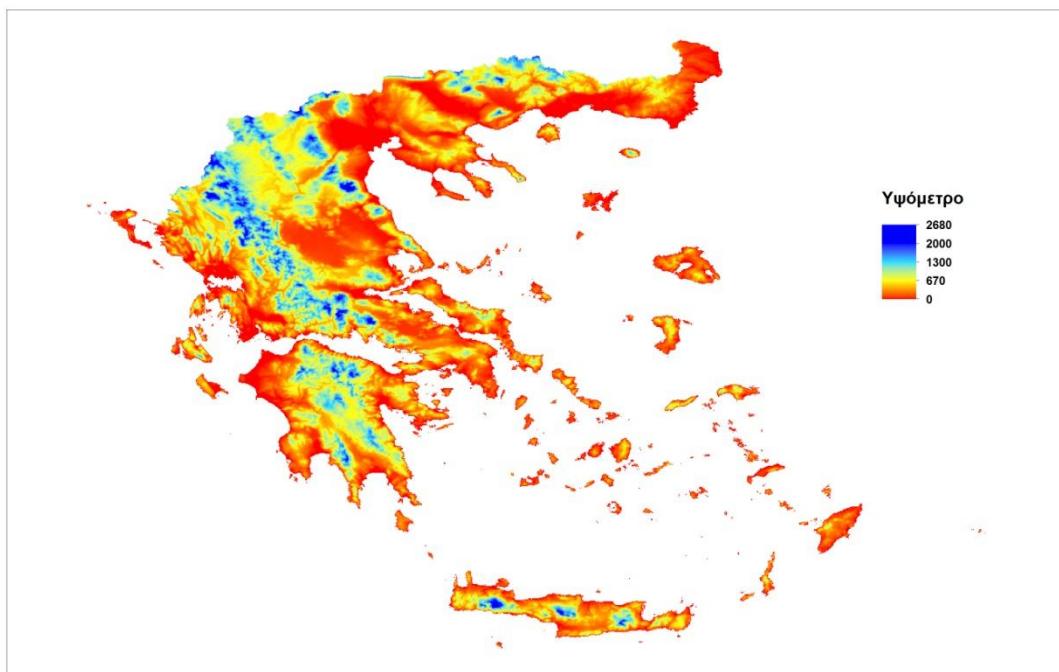


ΕΙΚΟΝΑ 10.4. Οι πέντε πρώτες κύριες συνιστώσες AURELHY.

Στη μετεωρολογία είναι γνωστό ότι η θερμοκρασία μειώνεται καθ' ύψος από την επιφάνεια της Γης έως την τροπόπαυση, με τη θερμοβαθμίδα να είναι περίπου $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Δεδομένης λοιπόν της ισχυρής συσχέτισης μεταξύ του υψομέτρου και της θερμοκρασίας πέρα από τις 15 πρώτες κύριες συνιστώσες AURELHY χρησιμοποιήσαμε και το υψόμετρο ως εκτιμητή της μέσης θερμοκρασίας. Για τον υπολογισμό του υψομέτρου σε σημεία πλέγματος χρησιμοποιήσαμε το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM digital elevation model) της NASA με χωρική ανάλυση $90 \times 90\text{ m}$, (<http://srtm.csi.cgiar.org/>), το οποίο προέρχεται από την αποστολή της NASA SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) που ξεκίνησε το Φεβρουάριο του 2000. Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους μας παρέχει ψηφιακά υψομετρικά δεδομένα εδάφους μεταξύ των παραλλήλων 60° B και 56° N , που καλύπτουν σχεδόν το 80% της συνολικής έκτασης της Γης, με οριζόντια ανάλυση έως 3 δεύτερα λεπτά της μοίρας,

δηλαδή περίπου 90 m κατά μήκος του ισημερινού. Επίσης, για τις Ηνωμένες Πολιτείες το ανάγλυφο παρέχεται με ακόμα υψηλότερη ανάλυση, 1 δεύτερο λεπτό της μοίρας. Το κατακόρυφο σφάλμα του DEM αναφέρεται ότι είναι περίπου 16 m. Τα υψομετρικά δεδομένα παρέχονται σε μέτρα και για τον υπολογισμό τους χρησιμοποιήθηκε, το γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς WGS84 (World Geodetic System 1984) και για το γεωειδές το παγκόσμιο μοντέλο βαρύτητας EGM96 (Earth Gravity Model 1996). Τα υψομετρικά δεδομένα παρέχονται σε τμήματα $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ και τα τμήματα του DEM που χρησιμοποιήθηκαν για την περιοχή της Ελλάδας είναι τα: srtm_40_04, srtm_40_05, srtm_41_04, srtm_41_05, srtm_41_06, srtm_42_04, srtm_42_05, srtm_42_06.

Όλες οι γεωφυσικές μεταβλητές που περιγράφηκαν παραπάνω (οι 15 κύριες συνιστώσες AURELHY και το υψόμετρο) υπολογίστηκαν ως μέσες τιμές εντός κυκλικής περιοχής ακτίνας 800 m και με χωρική ανάλυση 0,5 λεπτά ή 0,008333333 δεκαδικές μοίρες. Για την περιοχή της Ελλάδας οι 0,008333333 μοίρες αντιστοιχούν περίπου σε ένα εύρος από 689 m (για γεωγραφικό πλάτος 42° B) έως 769 m (για γεωγραφικό πλάτος 34° B). Στην εικόνα 10.5 απεικονίζεται η παράμετρος του υψομέτρου.



ΕΙΚΟΝΑ 10.5. Μέσο υψόμετρο σε μέτρα εντός κυκλικής περιοχής 800 m.

Στο σημείο αυτό επισημαίνεται ότι οι βασικές διαφορές αυτής της διατριβής με το έργο geoclima στο οποίο αναφερθήκαμε στην εισαγωγή του παρόντος κεφαλαίου, είναι ότι α) χρησιμοποιήσαμε τις ομογενοποιημένες κλιματικές χρονοσειρές τις οποίες

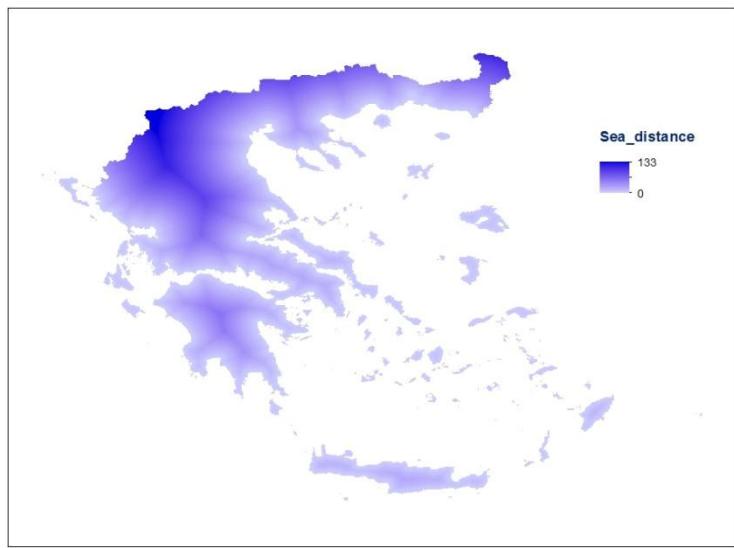
δημιουργήσαμε και παρουσιάσαμε σε προηγούμενα κεφάλαια, β) εφαρμόσαμε μια μέθοδο παρεμβολής που πλεονεκτεί έναντι των γεωστατιστικών μεθόδων οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στο geoclima και γ) χρησιμοποιήσαμε βελτιωμένες τοπογραφικές και γεωγραφικές μεταβλητές. Αποτέλεσμα όλων αυτών των καινοτομιών ήταν να δημιουργήσουμε χάρτες θερμοκρασίας βασισμένους σε ομογενοποιημένα δεδομένα σε πλέγμα υψηλής χωρικής ανάλυσης (~730 m).

10.2.1.1 Επιπλέον γεωφυσικές παράμετροι

Προκειμένου να εκτιμήσουμε αν οι 15 παράμετροι AURELHY, σε συνδυασμό με το υψόμετρο, επαρκούν ώστε να εκτιμηθεί η θερμοκρασία στην περιοχή της Ελλάδας, εφαρμόστηκε το στάδιο της μαθηματικής προτυποποίησης των παραμέτρων της μεθόδου MISH δύο φορές: α) λαμβάνοντας υπόψη ως ανεξάρτητες μεταβλητές του μοντέλου μόνο το μέσο υψόμετρο εντός κυκλικής περιοχής 800 m και τις 15 κύριες συνιστώσες AURELHY και β) λαμβάνοντας υπόψη επιπρόσθετες γεωφυσικές παραμέτρους πέρα από τις προαναφερθείσες.

Η επιλογή των επιπρόσθετων γεωφυσικών μεταβλητών βασίστηκε στη μελέτη των Feidas et al. (2013) η οποία έγινε στα πλαίσια του προγράμματος geoclima. Σε αυτή την προγενέστερη μελέτη απεδείχθη ότι το γεωγραφικό πλάτος, η απόσταση από την ακτογραμμή και η αναλογία ξηράς θάλασσας αποτελούν τους κυριότερους παράγοντες που επηρεάζουν τη θερμοκρασία. Στην παρούσα διατριβή λοιπόν ως πρώτος επιπρόσθετος εκτιμητής της μέσης θερμοκρασίας χρησιμοποιήθηκε το γεωγραφικό πλάτος φ σε δεκαδικές μοίρες με χωρική ανάλυση 0,5 λεπτά (0,008333333 δεκαδικές μοίρες).

Επιπλέον, η θάλασσα μπορεί να έχει μια μεγάλη επίδραση στον καιρό και στο κλίμα ειδικά των νησιωτικών και παράκτιων περιοχών. Η θάλασσα χρειάζεται πολύ περισσότερο χρόνο για να θερμανθεί, αλλά διατηρεί τη θερμότητα της πολύ περισσότερο από το έδαφος. Κατά συνέπεια οι ηπειρωτικές περιοχές είναι συχνά πολύ θερμότερες από τις παράκτιες περιοχές κατά τη διάρκεια της ημέρας. Ωστόσο, η κατάσταση αντιστρέφεται τη νύχτα και οι ηπειρωτικές περιοχές υπόκεινται σε μεγάλες θερμοκρασιακές διακυμάνσεις. Επίσης, η επίδραση της θάλασσας μειώνεται καθώς κινούμαστε προς την ενδοχώρα. Στην παρούσα διατριβή προκειμένου να διερευνήσουμε την εξάρτηση της θερμοκρασίας από τη γειτνίαση με τη θάλασσα, χρησιμοποιήσαμε την Ευκλείδεια απόσταση προς την πλησιέστερη ακτή (σε χιλιόμετρα) ως επιπλέον ανεξάρτητη μεταβλητή στο μοντέλο εκτίμησης της θερμοκρασίας. Η χωρική ανάλυση που υπολογίσαμε την Ευκλείδεια απόσταση ήταν 0,5 λεπτά και απεικονίζεται στην Εικόνα 10.6.

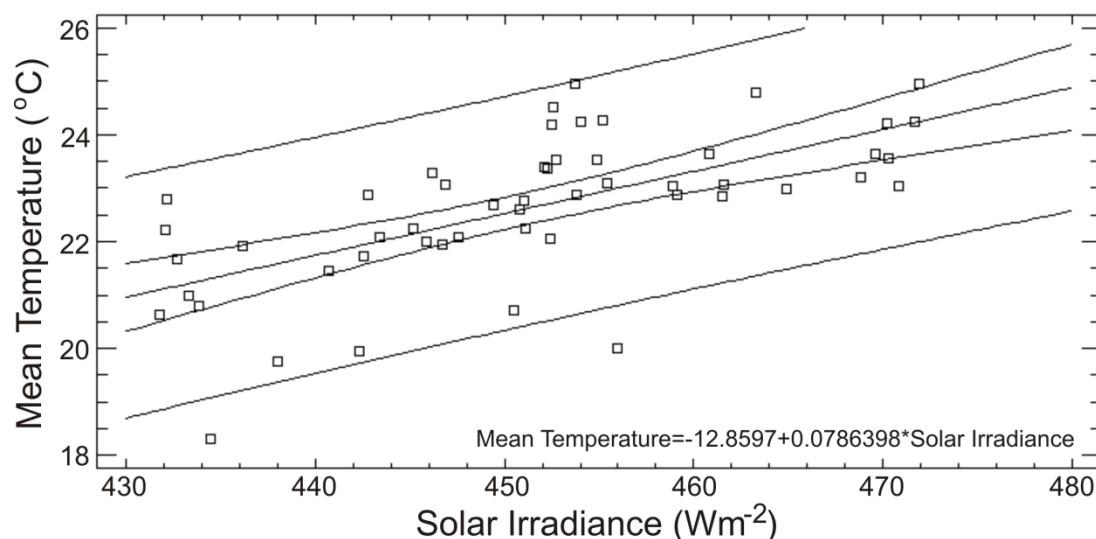


ΕΙΚΟΝΑ 10.6. Ευκλείδεια απόσταση από ακτογραμμή σε χιλιόμετρα.

Στο κεφάλαιο 4 όπου περιγράφτηκαν τα κλιματικά χαρακτηριστικά της Ελλάδας αναφέρθηκε ότι ένας από τους κυριότερους παράγοντες που συντελούν στη διαφοροποίηση του κλίματος από τόπο σε τόπο είναι η αναλογία ξηράς θάλασσας. Αναφέρθηκε επίσης ότι ο μεγάλος αριθμός νησιών στην ελληνική επικράτεια αυξάνει την χωρική ποικιλότητα του κλίματος. Η θαλάσσια επίδραση είναι πολύ έντονη στις νησιωτικές περιοχές και προκειμένου να αναδειχθεί αυτή η επίδραση υπολογίσαμε το ποσοστό ξηράς θάλασσας εντός κυκλικής περιοχής ακτίνας 10 km πάλι με χωρική ανάλυση 0,5 λεπτά.

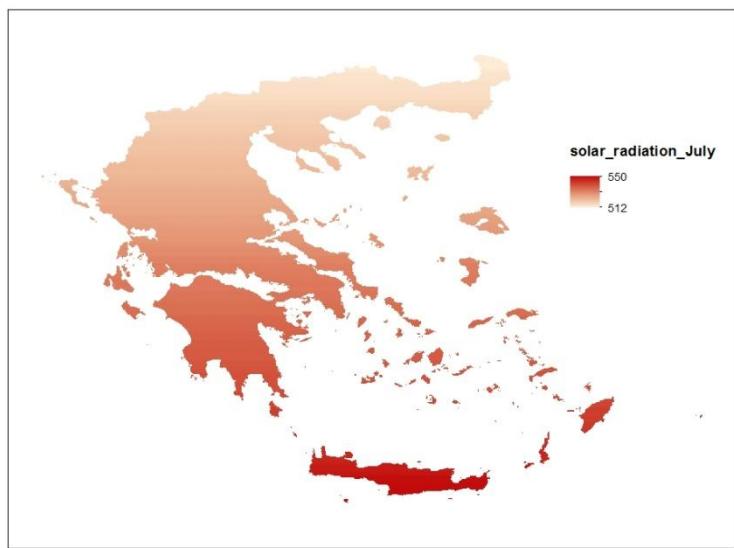
Τέλος, ως εκτιμητής της μέσης θερμοκρασίας χρησιμοποιήθηκε η ηλιακή ενέργεια καθώς η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία είναι η πρωταρχική κινητήρια δύναμη όλων των ατμοσφαιρικών διεργασιών. Στο σημείο αυτό αξίζει να αναφερθεί ότι στην εργασία των Feidas et al. (2013) η θεωρητική ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στη Γη δεν είχε χρησιμοποιηθεί ως ανεξάρτητη μεταβλητή. Η Ελλάδα όμως είναι μια χώρα που απολαμβάνει 250 ημέρες περίπου ηλιοφάνειας το χρόνο και οι μεταβολές των γεωφυσικών χαρακτηριστικών (στο υψόμετρο, στον προσανατολισμό, στην κλίση κ.λπ.) επηρεάζουν το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που λαμβάνει κάθε τόπος και κατ' επέκταση επιδρούν στη θερμοκρασία. Μία ένδειξη της εξάρτησης της θερμοκρασίας από την ηλιακή ενέργεια φαίνεται στην Εικόνα 10.7 όπου απεικονίζεται η γραμμική παλινδρόμηση με βάση τους 52 σταθμούς για τον μήνα Σεπτέμβριο. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα, επισημαίνεται μια άνοδος της μέσης θερμοκρασίας κατά $0,78^{\circ}\text{C}$ περίπου ανά 10 μονάδες ηλιακής ενέργειας

(W.m⁻²). Επίσης ο συντελεστής προσδιορισμού υποδεικνύει ότι το μοντέλο αυτής της γραμμικής παλινδρόμησης εξηγεί το 41,7 % της διακύμανσης της θερμοκρασίας. Επιπρόσθετα, ο συντελεστής συσχέτισης ισούται με 0,65 δείχνοντας μια μέτρια ισχυρή σχέση μεταξύ των δύο μεταβλητών και δεδομένου ότι η τιμή r είναι μικρότερη από 0,05, υπάρχει στατιστικά σημαντική σχέση μεταξύ της θερμοκρασίας και της ηλιακής ενέργειας σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95,0 %.



ΕΙΚΟΝΑ 10.7. Γραμμικό μοντέλο παλινδρόμησης μεταξύ της μέσης θερμοκρασίας του Σεπτεμβρίου για την περίοδο 1971-2001 (βασίζεται σε όλους τους 52 σταθμούς) και της ηλιακής ενέργειας. Τα εξωτερικά όρια δείχνουν τα διαστήματα πρόβλεψης 95,0 % για τις νέες παρατηρήσεις και τα εσωτερικά όρια τα διαστήματα εμπιστοσύνης 95,0 % για τη μέση τιμή των 52 παρατηρήσεων.

Ως εκ τούτου, υπολογίστηκε ανά μήνα η εισερχόμενη ηλιακή ενέργεια (W.m⁻²) που φτάνει στην επιφάνεια της Γης χρησιμοποιώντας το μοντέλο ibRadtran (Mayer and Kylling, 2005). Στην Εικόνα 10.8 παρουσιάζεται η εισερχόμενη ηλιακή ενέργεια σε (W.m⁻²) για τον Ιούλιο.



ΕΙΚΟΝΑ 10.8. Εισερχόμενη ηλιακή ενέργεια σε (W.m^{-2}) τον μήνα Ιούλιο.

10.2.2 Αποτελέσματα

10.2.2.1 Αποτελέσματα μαθηματικής προτυποποίησης

Αρχικά παρουσιάζονται τα στατιστικά αποτελέσματα που προέκυψαν από τη μαθηματική προτυποποίηση όταν χρησιμοποιήθηκαν μόνο το υψόμετρο και οι 15 κύριες συνιστώσες AURELHY ως εκτιμητές της μέσης θερμοκρασίας. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα οι τιμές του συντελεστή συσχέτισης κυμάνθηκαν από 0,52 έως 0,75 υποδεικνύοντας μια μέτρια συσχέτιση μεταξύ της μέσης θερμοκρασίας και των ανεξάρτητων εκτιμητών. Ως εκ τούτου, συμπεραίνεται ότι οι ανεξάρτητες μεταβλητές που χρησιμοποιήθηκαν δεν επαρκούν για τη μαθηματική προτυποποίηση της χωρικής τάσης. Οπότε η χρήση επιπρόσθετων γεωφυσικών παραμέτρων στο μοντέλο εκτίμησης της μέσης θερμοκρασίας θεωρείται επιβεβλημένη. Αξίζει να σημειωθεί ότι στο πρόγραμμα CARPATCLIM (Climate of the Carpathian Region) χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιοι ανεξάρτητοι εκτιμητές (υψόμετρο και 15 κύριες συνιστώσες AURELHY) για τη χωρική παρεμβολή χρονοσειρών θερμοκρασίας από τους σταθμούς που βρίσκονται στην περιοχή των Καρπαθίων (Bihari et al., 2014) και σε αυτή την εργασία τα αποτελέσματα της μαθηματικής προτυποποίησης ήταν πολύ καλύτερα. Συνάγεται επομένως το συμπέρασμα ότι στις μεσογειακές χώρες σαν την Ελλάδα που μεγάλο μέρος της έκτασής της καλύπτεται από θάλασσα, η μαθηματική

προτυποποίηση της χωρικής τάσης δεν μπορεί να πραγματοποιηθεί χρησιμοποιώντας μόνο τις παραμέτρους AURELHY.

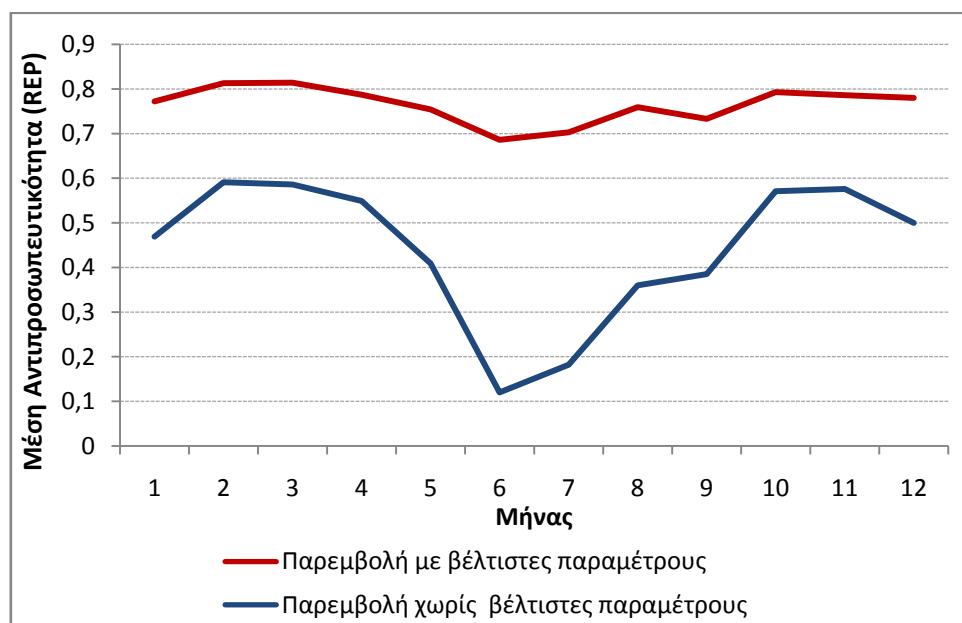
Αποτελέσματα μαθηματικής προτυποποίησης χρησιμοποιώντας τις επιπρόσθετες γεωφυσικές παραμέτρους

Σε αυτή την παράγραφο παρουσιάζονται τα στατιστικά αποτελέσματα που προέκυψαν από τη μαθηματική προτυποποίηση όταν χρησιμοποιήθηκαν ως εκτιμητές της μέσης θερμοκρασίας συνολικά 20 γεωφυσικές παράμετροι, δηλαδή το υψόμετρο, οι 15 κύριες συνιστώσες AURELHY και οι 4 επιπρόσθετες γεωφυσικές παράμετροι (γεωγραφικό πλάτος, απόσταση από την ακτογραμμή, ποσοστό ξηράς/θάλασσας, ηλιακή ενέργεια).

Η μέθοδος Cross-Validation χρησιμοποιείται ως μέτρο αξιολόγησης του μοντέλου. Είναι μια τεχνική η οποία εκτιμάει την προγνωσιμότητά του, δηλαδή πόσο καλά το μοντέλο προβλέπει τις τιμές μέσης θερμοκρασίας στη συγκεκριμένη περίπτωση, σε άγνωστες θέσεις. Η γενική ιδέα αυτής της μεθόδου είναι πως αν έχουμε ν παρατηρήσεις, αφήνοντας κάθε φορά έξω μια παρατήρηση εφαρμόζοντας το μοντέλο παλινδρόμησης μπορούμε να προβλέψουμε την n -οστη παρατήρηση χρησιμοποιώντας τις υπόλοιπες $n-1$ παρατηρήσεις και κάθε φορά υπολογίζουμε το λάθος. Η πιο συνήθης επιλογή λάθους για την περίπτωση της παλινδρόμησης είναι το άθροισμα των τετραγώνων. Αυτή λοιπόν η διαδικασία επαναλαμβάνεται για όλες τις n παρατηρήσεις και στο τέλος υπολογίζεται ο μέσος όρος των λαθών.

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήσαμε την τεχνική Cross-validation και εφαρμόσαμε ανά μήνα παρεμβολή μεταξύ των διαθέσιμων χρονοσειρών στις θέσεις των σταθμών. Συγκεκριμένα, πραγματοποιήσαμε τη διαδικασία της παρεμβολής δύο φορές, την πρώτη φορά χρησιμοποιώντας στην παρεμβολή τις βέλτιστες παραμέτρους στις οποίες αναφερθήκαμε στην περιγραφή της μεθόδου MISH και τη δεύτερη φορά χωρίς να χρησιμοποιηθούν αυτές οι βέλτιστες παράμετροι. Στη συνέχεια υπολογίστηκε για κάθε σταθμό το μέσο τετραγωνικό σφάλμα και η αντιπροσωπευτικότητα (representativity ή REP), υπενθυμίζεται ότι αυτή υπολογίζεται από τον τύπο $REP=1-RMSE/(Standard\ Deviation)$. Ακολούθως οι τιμές αντιπροσωπευτικότητας που ελήφθησαν από την παρεμβολή με τις βέλτιστες παραμέτρους συγκρίθηκαν με εκείνες που ελήφθησαν από την παρεμβολή χωρίς αυτές. Στην Εικόνα 10.9 απεικονίζεται η μέση τιμή αντιπροσωπευτικότητας (μέσος όρος των REP των 52 σταθμών) ανά μήνα. Διαπιστώνουμε ότι οι τιμές REP στην πρώτη περίπτωση παρεμβολής με τις βέλτιστες παραμέτρους κυμαίνονται μεταξύ 0,7 και 0,8 ενώ οι

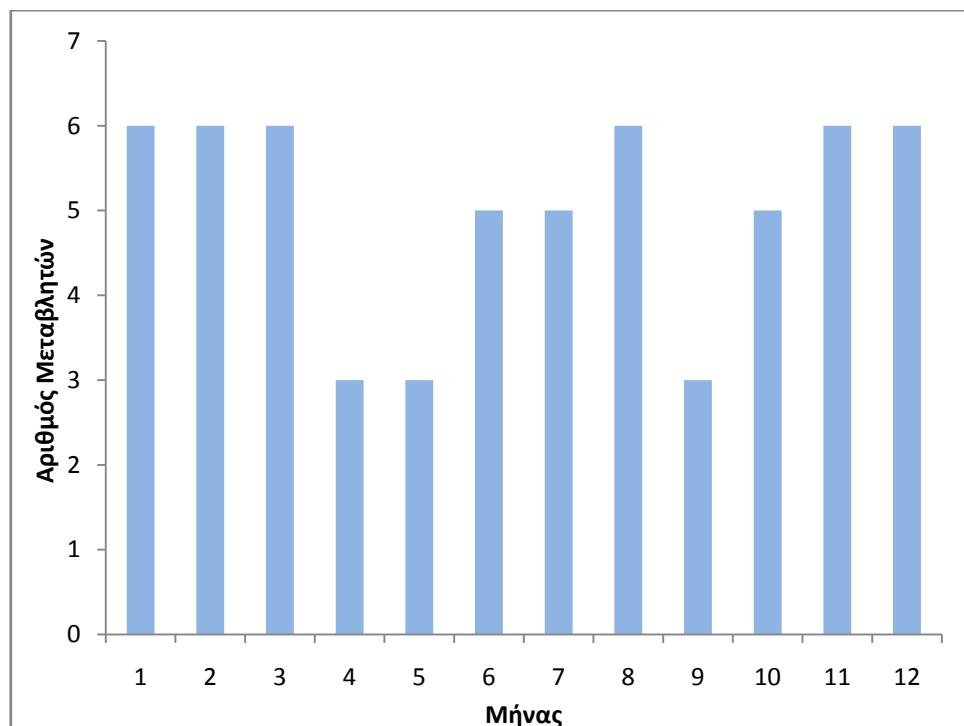
αντίστοιχες τιμές στη δεύτερη περίπτωση παρεμβολής είναι πολύ μικρότερες, κυμαίνονται μεταξύ 0,5 και 0,6 κατά τους χειμερινούς και φθινοπωρινούς μήνες και κάτω από 0,3 κατά τους καλοκαιρινούς μήνες. Οι πολύ καλύτερες τιμές REP που ελήφθησαν με τις βέλτιστες παραμέτρους δείχνει ότι στις θέσεις των σταθμών η μαθηματική προτυποποίηση με αυτές τις παραμέτρους παρέχουν πολύ καλές εκτιμήσεις των τιμών μέσης θερμοκρασίας.



ΕΙΚΟΝΑ 10.9. Μέση αντιπροσωπευτικότητα των 52 σταθμών (representativity), REP=1-RMSE/(Standard Deviation).

Στην ακόλουθη Εικόνα 10.10 φαίνεται ανά μήνα ο αριθμός των τοπογραφικών και γεωγραφικών μεταβλητών που χρησιμοποιήσαμε ως εκτιμητές της μέσης θερμοκρασίας του αέρα κοντά στην επιφάνεια της Γης, ενώ ο Πίνακας 10.1 παρουσιάζει ανά μήνα τις μεταβλητές που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο γραμμικής παλινδρόμησης, όπου από PC - 1 έως PC - 15 είναι οι 15 πρώτες κύριες συνιστώσες AURELHY. Με μια πρώτη ματιά, τα μοντέλα γραμμικής παλινδρόμησης για τους χειμερινούς και καλοκαιρινούς μήνες χρησιμοποιούν 5 ή 6 γεωφυσικές μεταβλητές, ενώ για τους μήνες Απρίλιο, Μάιο και Σεπτέμβριο χρησιμοποιούν μόνο 3. Εκτός από το υψόμετρο το οποίο χρησιμοποιείται ως ανεξάρτητη μεταβλητή και στις 12 γραμμικές παλινδρομήσεις, η ηλιακή ενέργεια και το ποσοστό της ξηράς/θάλασσας έχουν ληφθεί υπόψη σχεδόν σε όλους μήνες. Επίσης, το γεωγραφικό πλάτος φ χρησιμοποιήθηκε από το Μάιο έως τον Αύγουστο και τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο. Όσον αφορά τις κύριες συνιστώσες AURELHY φαίνεται ότι η δεύτερη κύρια συνιστώσα (PC - 2) που δείχνει πλαγιές ανατολής-δύσης επηρεάζει τη

θερμοκρασία του αέρα, καθώς έχει ληφθεί υπόψη σε πολλούς μήνες και συγκεκριμένα από τον Ιανουάριο έως το Μάρτιο και από τον Αύγουστο έως το Νοέμβριο, ενώ η τρίτη κύρια συνιστώσα (PC - 3) που δείχνει τις πλαγιές βορρά-νότου χρησιμοποιείται μόνο για τους μήνες Ιούλιο, Αύγουστο και Δεκέμβριο. Η τέταρτη κύρια συνιστώσα (PC – 4) που αναφέρεται στις σέλες βορρά-νότου, χρησιμοποιείται μόνο για τους χειμερινούς μήνες, ενώ η πρώτη κύρια συνιστώσα (PC– 1), που δείχνει κορυφές και τις κοιλάδες, χρησιμοποιείται μόνο για τους φθινοπωρινούς μήνες.

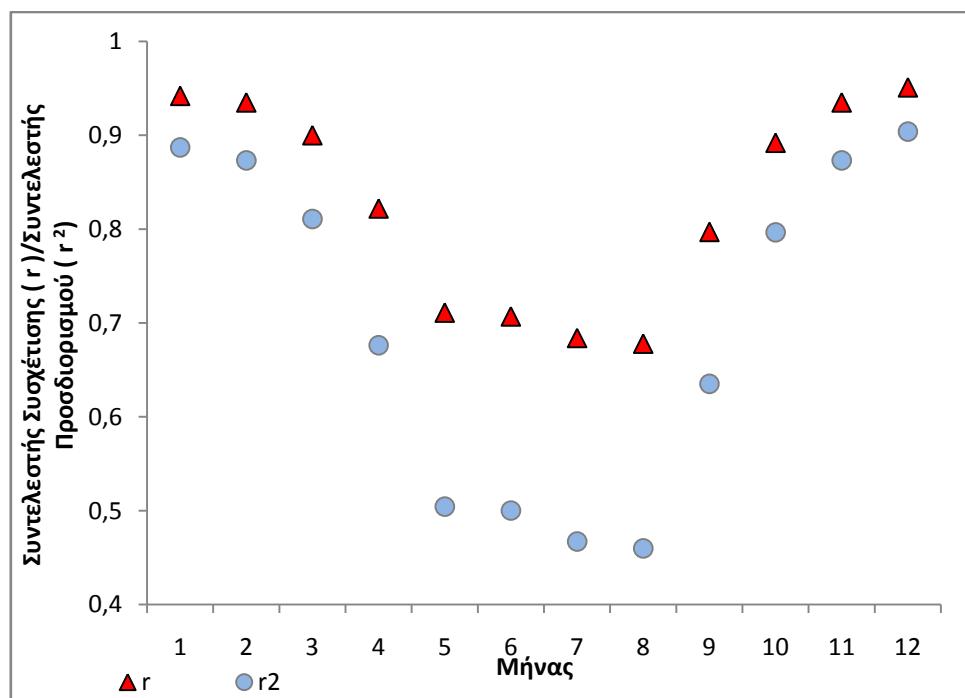


ΕΙΚΟΝΑ 10.10. Αριθμός των τοπογραφικών και γεωγραφικών μεταβλητών που χρησιμοποιήθηκαν ως εκτιμητές της μέσης θερμοκρασίας.

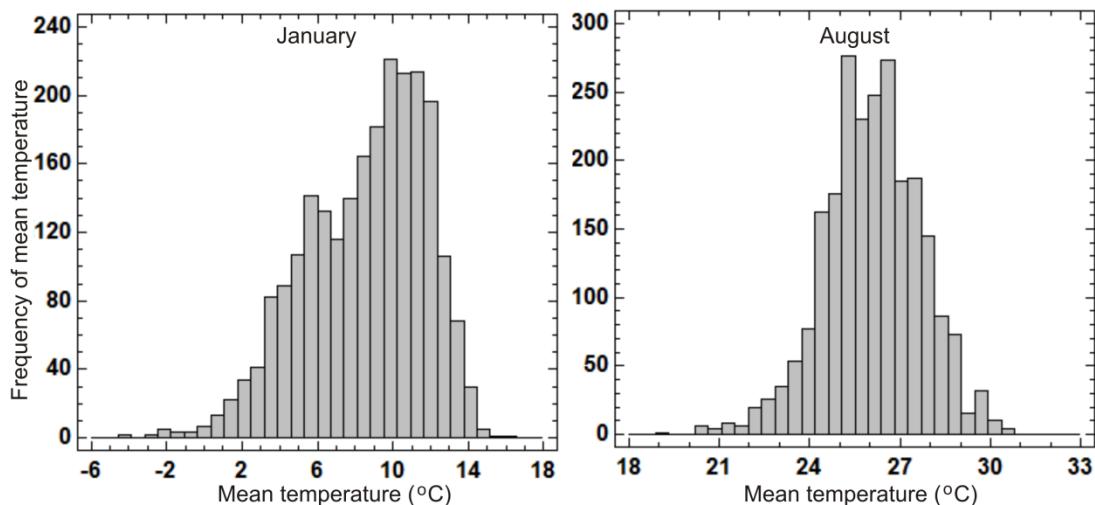
ΠΙΝΑΚΑΣ 10.1 : Οι μεταβλητές που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο γραμμικής παλινδρόμησης ανά μήνα.

	Υψόμετρο (m)	φ (°)	Ποσοστό ξηράς θάλασσας (%)	Ηλιακή ενέργεια (Wm ⁻²)	Απόσταση από ακτογραμμή (km)	PC-1	PC-2	PC-3	PC-4	PC-5	PC-6	PC-7	PC-8	PC-9	PC-10	PC-11	PC-12	PC-13	PC-14	PC-15
Ιανουάριος	X		X	X		X		X					X							
Φεβρουάριος	X		X	X			X		X										X	
Μάρτιος	X		X	X	X	X													X	
Απρίλιος	X			X															X	
Μάιος	X	X	X																	
Ιούνιος	X	X	X	X										X						
Ιούλιος	X	X	X	X					X											
Αύγουστος	X	X	X	X				X	X											
Σεπτέμβριος	X			X				X												
Οκτώβριος	X		X	X			X	X												
Νοέμβριος	X	X	X	X			X	X												
Δεκέμβριος	X	X	X	X					X	X										

Στην Εικόνα 10.11 παρουσιάζονται οι συντελεστές συσχέτισης (r) και οι συντελεστές προσδιορισμού (r^2). Παρατηρούμε ότι η συσχέτιση μειώνεται από τα τέλη της άνοιξης έως και το καλοκαίρι, ενώ αρχίζει να αυξάνεται και πάλι το φθινόπωρο και το χειμώνα. Στην πραγματικότητα, οι συντελεστές συσχέτισης είναι πολύ υψηλοί ($\geq 0,9$) από τον Οκτώβριο έως το Μάρτιο, υψηλοί (0,8 περίπου), τον Απρίλιο και το Σεπτέμβριο και καλοί (0,7 περίπου) από το Μάιο μέχρι τον Αύγουστο. Κατά αντιστοιχία με τους συντελεστές συσχέτισης, οι συντελεστές προσδιορισμού είναι υψηλότεροι το χειμώνα (0,9 περίπου) και χαμηλότεροι το καλοκαίρι (0,5 περίπου). Οι χαμηλότερες τιμές των συντελεστών τους καλοκαιρινούς μήνες θα πρέπει να αποδοθούν στη μικρότερη χωρική μεταβλητότητα της θερμοκρασίας του αέρα τους μήνες αυτούς. Είναι γνωστό ότι κατά τους χειμερινούς μήνες, υπάρχει μια διακριτή διαφορά στη μέση θερμοκρασία μεταξύ των σταθμών που βρίσκονται στη Βόρειο Ελλάδα και εκείνων που βρίσκονται σε νοτιότερες περιοχές, με μια αύξηση της θερμοκρασίας όταν κινούμαστε από βορρά προς νότο. Ωστόσο, η διαφορά αυτή δεν εμφανίζεται τους καλοκαιρινούς μήνες καθώς υψηλές θερμοκρασίες επικρατούν σχεδόν στο σύνολο της χώρας και το θερμοκρασιακό εύρος είναι μικρό. Αυτό μπορεί να φανεί στο ιστόγραμμα της Εικόνας 10.12, όπου απεικονίζεται η συχνότητα εμφάνισης της μέσης θερμοκρασίας (με βάση τους 52 σταθμούς) για τον Ιανουάριο (αριστερά) και για τον Αύγουστο (δεξιά). Είναι σαφές ότι, ενώ η μέση θερμοκρασία τον Ιανουάριο κυμαίνεται από περίπου -4 °C έως 16 °C, τον Αύγουστο κυμαίνεται μόνο μεταξύ 19 °C και 30 °C.

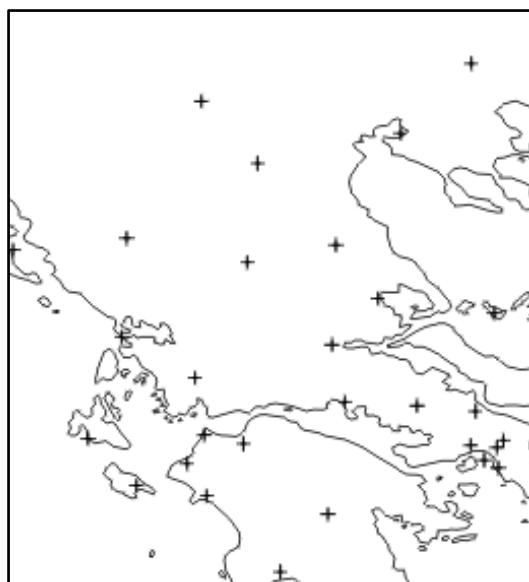


ΕΙΚΟΝΑ 10.11. Οι συντελεστές συσχέτισης (r) και οι συντελεστές προσδιορισμού (r^2) ανά μήνα.



ΕΙΚΟΝΑ 10.12. Συχνότητα εμφάνισης διαφόρων τιμών μέσης θερμοκρασίας των Ιανουάριο (αριστερά) και των Αύγουστο (δεξιά).

Προκειμένου να εξετάσουμε περαιτέρω τα αποτελέσματα του καλοκαιριού, επαναλάβαμε τη διαδικασία μαθηματικής προτυποποίησης για τον Αύγουστο με τις ίδιες τοπογραφικές και γεωγραφικές μεταβλητές (υψόμετρο, 15 AURELHY κύριες συνιστώσες και τις 4 συμπληρωματικές παραμέτρους), όμως η περιοχή κάλυψης ήταν διαφορετική. Αντί των 52 σταθμών χρησιμοποιήσαμε τις χρονοσειρές μόνο 29 σταθμών που είναι εγκατεστημένοι ως επί το πλείστον στην ηπειρωτική χώρα. Πιο συγκεκριμένα από τους 29 σταθμούς, οι 25 σταθμοί βρίσκονται στην ηπειρωτική χώρα, 3 σε νησιά του Ιονίου πελάγους και 1 σε νησί του Αιγαίου πελάγους.



ΕΙΚΟΝΑ 10.13. Διαφορετική περιοχή κάλυψης βασιζόμενη σε 29 σταθμούς.

Η περιοχή κάλυψης εκτείνεται από το γεωγραφικό πλάτος $37,00^{\circ}$ έως $41,48^{\circ}$ Β και από το γεωγραφικό μήκος $19,90^{\circ}$ έως $23,90^{\circ}$ Α και φαίνεται στην Εικόνα 10.13. Με σταυρό παρουσιάζεται η θέση των σταθμών.

Τα στατιστικά αποτελέσματα που προέκυψαν αποκάλυψαν μερικά ενδιαφέροντα συμπεράσματα. Καταρχάς οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν από το μοντέλο παλινδρόμησης για να εκτιμήσουν τη θερμοκρασία του Αυγούστου ήταν οι ίδιες με εκείνες που φαίνονται στον Πίνακα 10.1 εκτός από το ποσοστό ξηράς/θάλασσας το οποίο δεν φαίνεται να έπαιξε κάποιο ρόλο στην εκτίμηση της μέσης θερμοκρασίας του Αυγούστου. Αυτό φαίνεται λογικό αφού όπως προαναφέραμε η πλειοψηφία των σταθμών είναι ηπειρωτικοί. Ωστόσο οι συντελεστές συσχέτισης και προσδιορισμού ήταν αρκετά καλύτεροι. Ειδικότερα ο συντελεστής συσχέτισης ήταν 0,8 περίπου και ο προσδιορισμού 0,7 περίπου. Αυτό σημαίνει ότι η μαθηματική προτυποποίηση της χωρικής τάσης του Αυγούστου είναι αρκετά καλή για ένα μεγάλο μέρος της Ελλάδας που περιλαμβάνει τον κύριο ηπειρωτικό κορμό της και μια περιορισμένη περιοχή της θάλασσας και νησιών. Οπότε οι χαμηλότερες τιμές συσχέτισης για τους καλοκαιρινούς μήνες που παρουσιάστηκαν προηγουμένως, πιθανώς να οφείλονται στην ύπαρξη μεγάλου μέρους θαλάσσιας περιοχής και πολυάριθμων νησιών.

10.2.2.2 Αποτελέσματα χωρικής παρεμβολής και χάρτες θερμοκρασίας

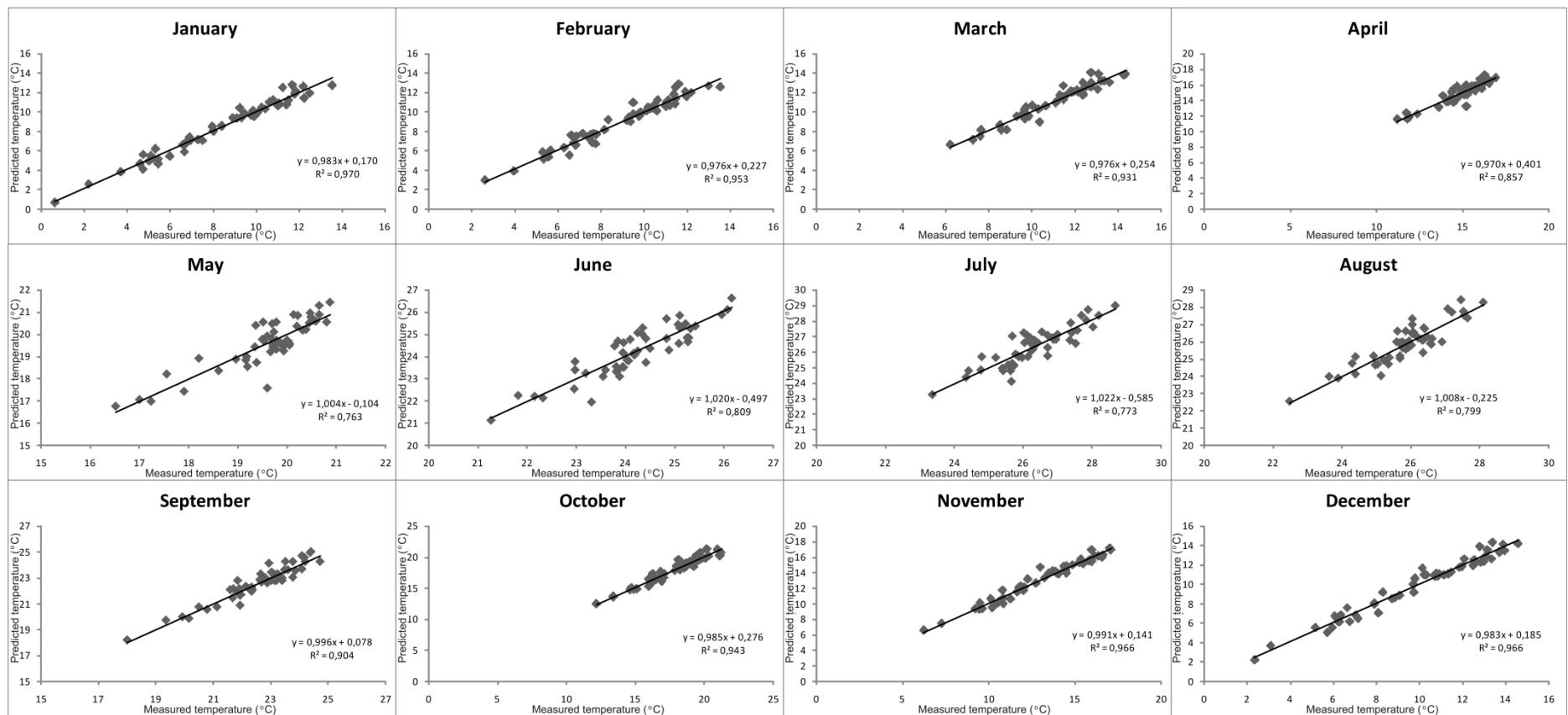
Η ανάλυση που ακολουθεί επιχειρεί να προσδιορίσει εάν οι μακροπρόθεσμες μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες έχουν προβλεφθεί επαρκώς. Έτσι, έχουμε παραγάγει διαγράμματα διασποράς που συγκρίνουν τις παρατηρούμενες μέσες θερμοκρασίες με προβλεπόμενες τιμές στις θέσεις των σταθμών για την κανονική περίοδο 1971-2000. Η ανάλυση πραγματοποιήθηκε στο μηνιαίο σύνολο δεδομένων των 52 σταθμών και τα διαγράμματα διασποράς παρουσιάζονται στην Εικόνα 10.14. Με μια ματιά αποκαλύπτεται, μια ισχυρή σχέση μεταξύ των παρατηρούμενων και των προβλεπόμενων τιμών. Ο συντελεστής κλίσης για όλους τους μήνες δείχνει ότι δεν υπάρχει ούτε ουσιαστική υποτίμηση, ούτε υπερεκτίμηση της μέσης θερμοκρασίας και ο συντελεστής συσχέτισης είναι πολύ υψηλός, πάνω από 0,85 περίπου. Ο συντελεστής προσδιορισμού είναι επίσης υψηλός, κυμαίνεται από 0,76 έως 0,97, υποδεικνύοντας ότι η γραμμή παλινδρόμησης ήταν σχεδόν τέλεια. Στο σημείο αυτό αξίζει να αναφέρουμε ότι στη μελέτη των Feidas et al. (2013) όπου συγκρίθηκαν προβλεπόμενες και παρατηρούμενες τιμές διαπιστώθηκαν υψηλοί συντελεστές συσχέτισης (0,75 με 0,88 περίπου) στις ετήσιες και εποχικές

θερμοκρασίες του, χειμώνα, της άνοιξης και του φθινόπωρου, όμως ο συντελεστής συσχέτισης του καλοκαιριού ήταν αρκετά χαμηλότερος (0,5 περίπου). Διαπιστώθηκε επίσης σε εκείνη τη μελέτη ότι όλες οι μέθοδοι παρεμβολής που δοκιμάστηκαν (γεωστατιστικές) έδειξαν μια υπερεκτίμηση όλων των εποχικών και ετήσιων μέσων θερμοκρασιών.

Υπολογίσαμε επίσης τα κατάλοιπα για όλους τους σταθμούς και εκτιμήσαμε το μέσο σφάλμα (BIAS), το μέσο απόλυτο σφάλμα (MAE), το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (MSE) και τη ρίζα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMSE). Αυτά τα αποτελέσματα δίνονται ανά μήνα στον Πίνακα 10.2. Το πολύ μικρό μέσο σφάλμα, που κυμαίνεται από -0,02 έως 0,03 °C, δείχνει ότι η μέθοδος παρεμβολής που εφαρμόσαμε δεν επηρεάζεται σοβαρά από συστηματικά σφάλματα. Επίσης, οι μικρές τιμές MAE και RMSE δείχνουν την πολύ καλή προσαρμογή του μοντέλου.

ΠΙΝΑΚΑΣ 10.2 : Στατιστικά αποτελέσματα της παρεμβολής.

	BIAS (°C)	MAE(°C)	MSE(°C)	RMSE(°C)
Ιανουάριος	0.03	0.39	0.25	0.50
Φεβρουάριος	0.02	0.38	0.27	0.52
Μάρτιος	0.00	0.35	0.23	0.48
Απρίλιος	-0.03	0.35	0.25	0.50
Μάιος	-0.02	0.41	0.28	0.53
Ιούνιος	0.00	0.41	0.25	0.50
Ιούλιος	0.01	0.45	0.32	0.57
Αύγουστος	0.00	0.42	0.27	0.52
Σεπτέμβριος	0.00	0.35	0.19	0.43
Οκτώβριος	0.02	0.36	0.23	0.48
Νοέμβριος	0.03	0.36	0.23	0.48
Δεκέμβριος	0.02	0.44	0.30	0.54



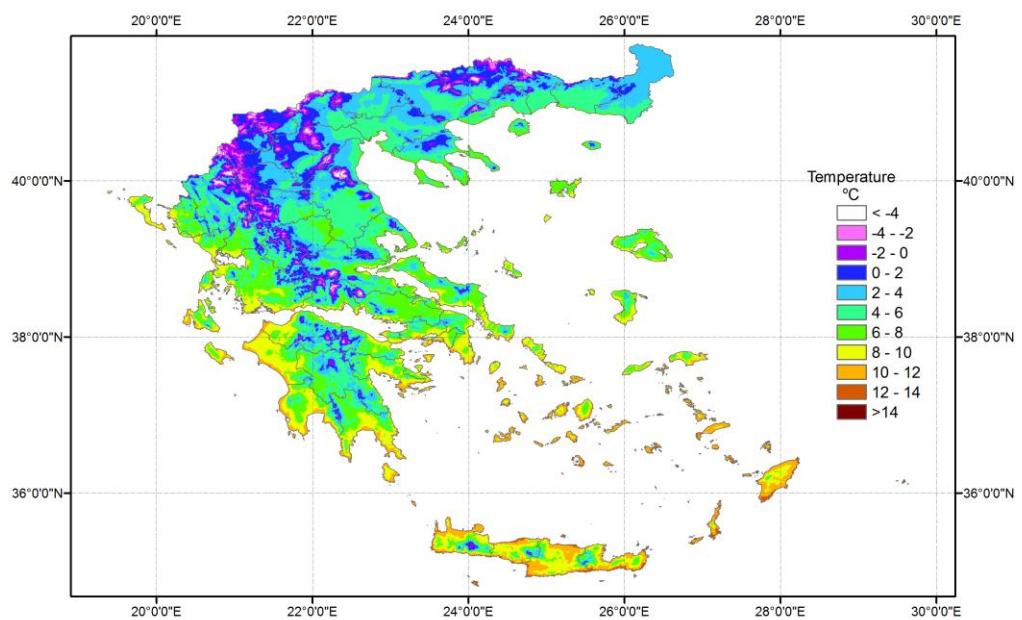
ΕΙΚΟΝΑ 10.14. Μηνιαία διαγράμματα διασποράς μεταξύ προβλεπόμενων (κάθετος άξονας) και παρατηρούμενων (οριζόντιος άξονας) τιμών μέσης θερμοκρασίας για την περίοδο 1971-2000.

Υψηλής ανάλυσης χάρτες μέσης θερμοκρασίας για την περίοδο 1971-2000

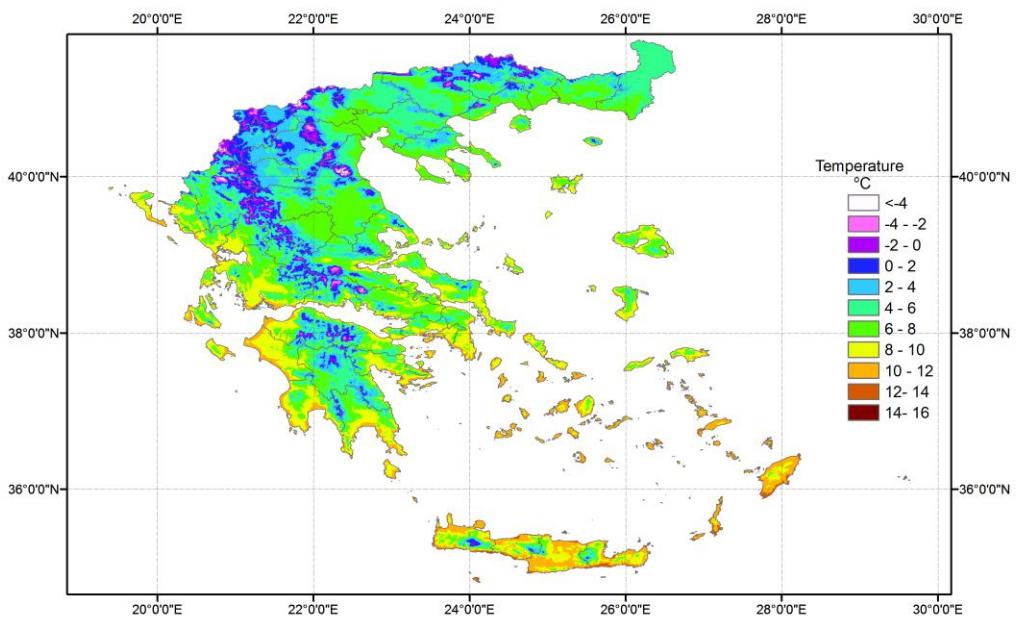
Οι χάρτες της θερμοκρασίας που παράχθηκαν με τη γεωχωρική ανάλυση, καλύπτουν την τριακονταετή περίοδο 1971-2000, η οποία θεωρείται από τον WMO μια κανονική περίοδος και χρησιμοποιείται για να συγκριθούν τα κλιματικά δεδομένα με τις μέσες τιμές αυτής της τριακονταετίας. Στις Εικόνες από 10.15 έως 10.26 απεικονίζονται ανά μήνα χάρτες υψηλής ανάλυσης της μέσης θερμοκρασίας της κανονικής περιόδου 1971-2000. Η γεωχωρική ανάλυση της μέσης θερμοκρασίας δείχνει διάφορα κλιματικά χαρακτηριστικά που αφορούν την κατανομή της θερμοκρασίας:

- i) Όλο το χρόνο υπάρχει μια ισχυρή εξάρτηση της μέσης θερμοκρασίας από το υψόμετρο. Η μέση θερμοκρασία μειώνεται, περισσότερο ή λιγότερο, με το υψόμετρο, ενώ οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται πάντα στα υψηλότερα βουνά.
- ii) Η εξάρτηση της θερμοκρασίας από το γεωγραφικό πλάτος γίνεται αισθητή με την εν γένει αύξηση της θερμοκρασίας από βορρά προς νότο.
- iii) Κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, οι υψηλότερες θερμοκρασίες σημειώνονται στην ενδοχώρα με τον Ιούλιο να είναι ο θερμότερος μήνας.

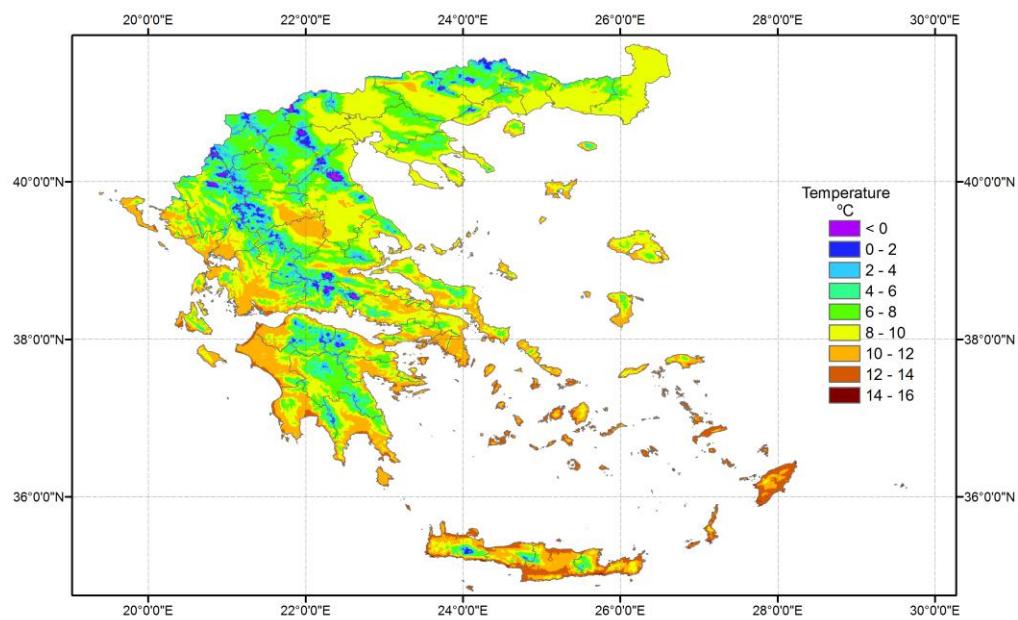
Τέλος, από τη χαρτογράφηση της μέσης θερμοκρασίας για την περίοδο (1971-2000) διαπιστώνουμε ότι η απεικόνιση είναι πολύ κοντά στην πραγματική κατάσταση. Για παράδειγμα, οι χαμηλότερες θερμοκρασίες κυρίως κατά τους χειμερινούς μήνες διακρίνονται σαφώς στον Όλυμπο και στο Βόρα (Κεντρική και Βόρεια Ελλάδα), στην οροσειρά της Πίνδου (Δυτική Ελλάδα) και στην οροσειρά της Ροδόπης (Βορειοανατολική Ελλάδα). Επίσης, οι χαμηλές θερμοκρασίες φαίνονται ξεκάθαρα και σε άλλα βουνά, όπως στα Λευκά Όρη και στον Ψηλορείτη στην Κρήτη, στον Παρνασσό στην Κεντρική Ελλάδα και στον Ταΰγετο στη χερσόνησο της Πελοποννήσου. Από την άλλη πλευρά, κατά τους καλοκαιρινούς μήνες μπορεί να παρατηρηθεί, ότι οι υψηλότερες θερμοκρασίες εμφανίζονται στις πεδιάδες της Θεσσαλονίκης, της Θεσσαλίας, της Κωπαΐδας, της Αργολίδας και της Αιτωλοακαρνανίας. Επίσης, είναι αρκετά σαφής η αστική επίδραση της θερμικής νησίδας στην περιοχή της Αττικής. Με μεγάλη λεπτομέρεια εμφανίζονται οι διαφορετικές συνθήκες θερμοκρασίας που επικρατούν στην πόλη της Αθήνας και των γύρω βουνών, του Υμηττού (~ 1026 m) ανατολικά της Αθήνας, του Πεντελικού όρους (~ 1109 m) και της Πάρνηθας (~ 1413 m) βορειοανατολικά και βορειοδυτικά της Αθήνας αντίστοιχα.



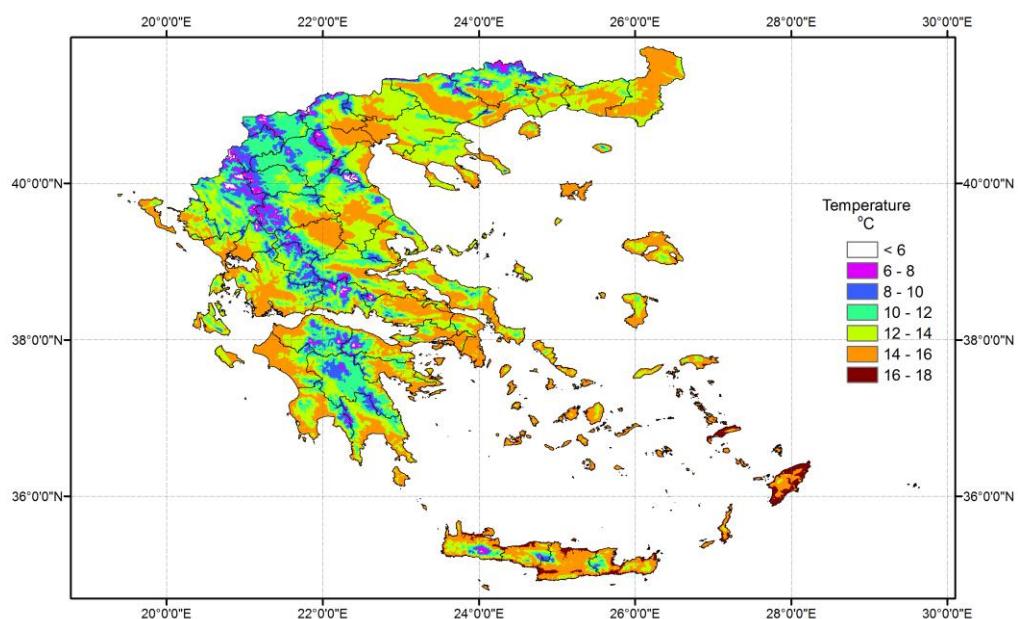
ΕΙΚΟΝΑ 10.15. Μέση θερμοκρασία Ιανουαρίου (1971-2000).



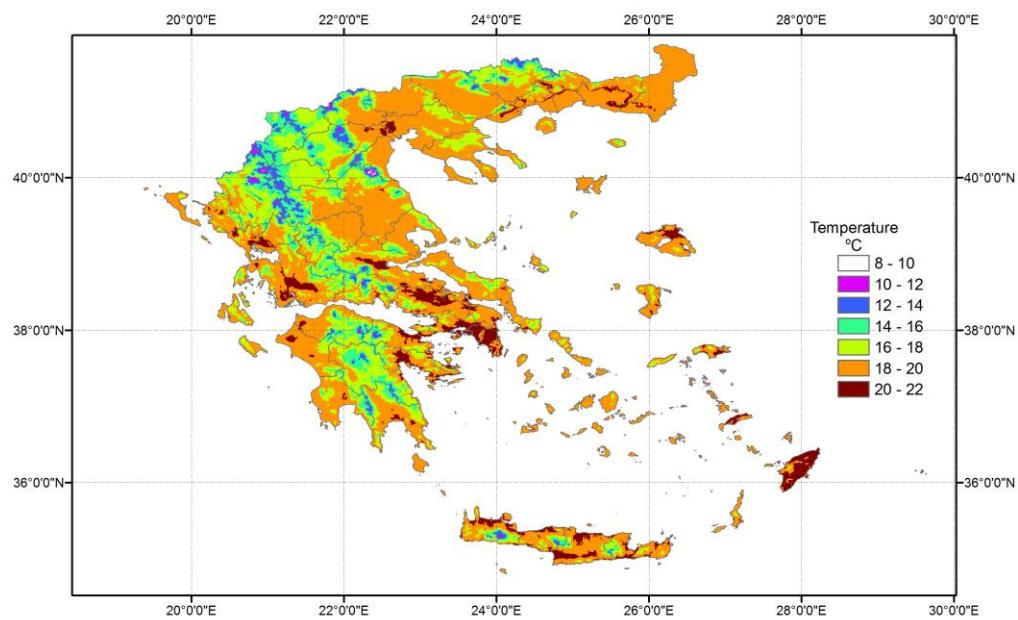
ΕΙΚΟΝΑ 10.16. Μέση θερμοκρασία Φεβρουαρίου (1971-2000).



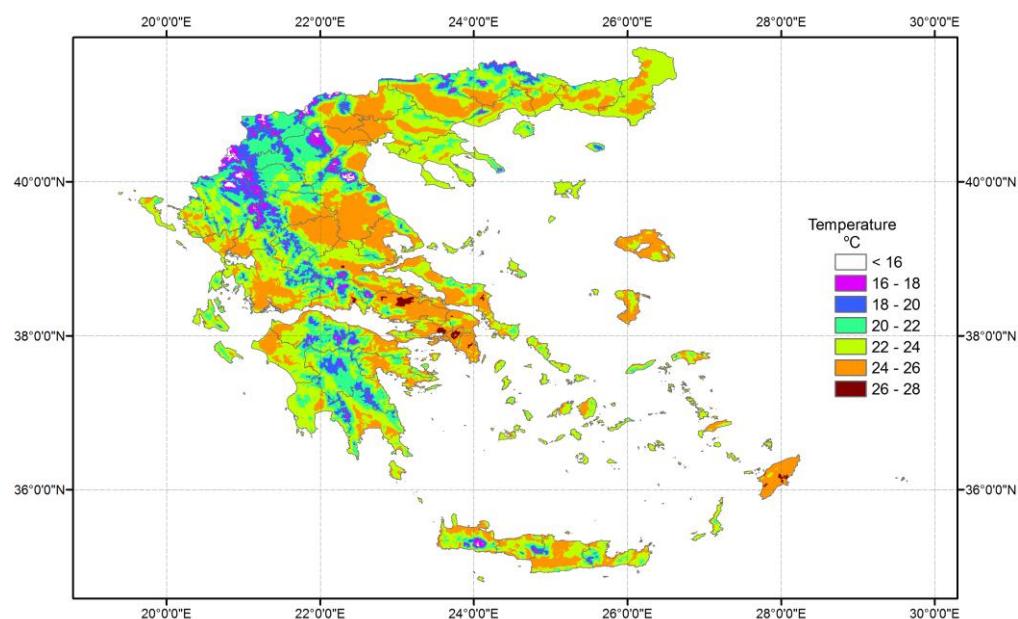
ΕΙΚΟΝΑ 10.17. Μέση θερμοκρασία Μαρτίου (1971-2000).



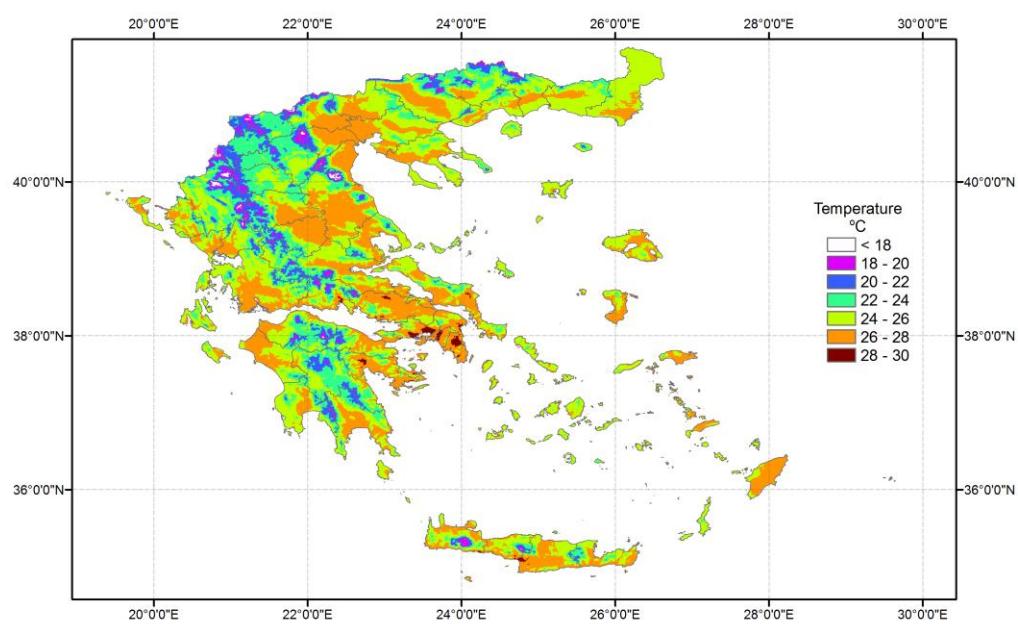
ΕΙΚΟΝΑ 10.18. Μέση θερμοκρασία Απριλίου (1971-2000).



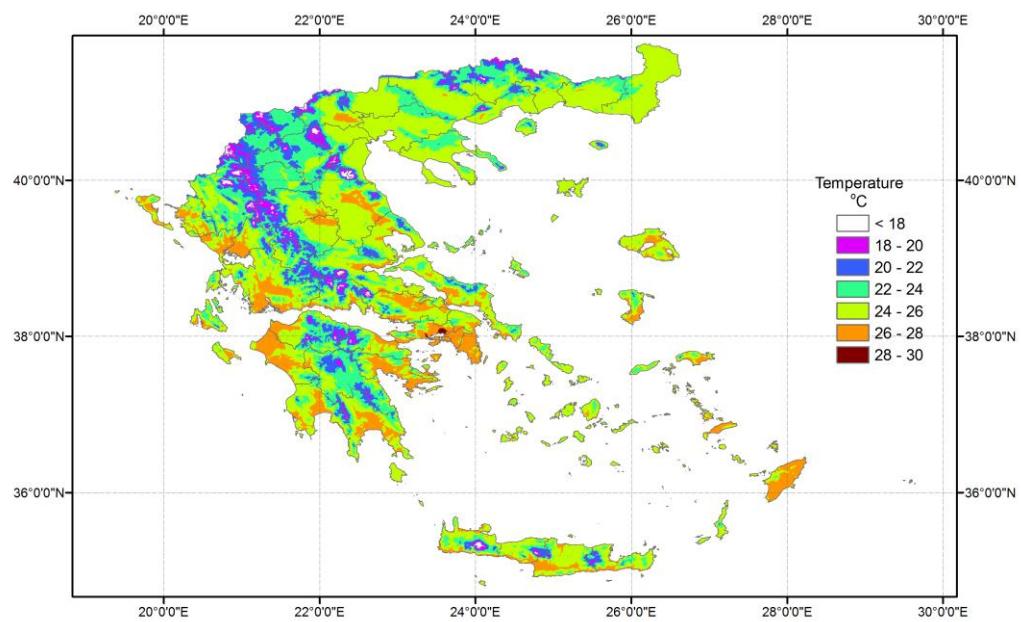
ΕΙΚΟΝΑ 10.19. Μέση θερμοκρασία Μαΐου (1971-2000).



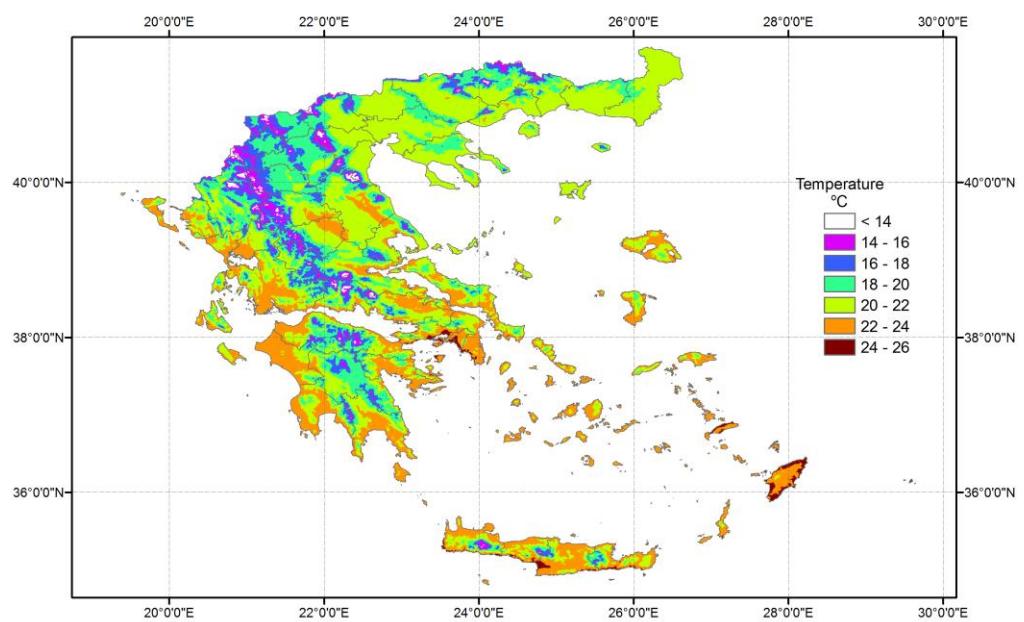
ΕΙΚΟΝΑ 10.20. Μέση θερμοκρασία Ιουνίου (1971-2000).



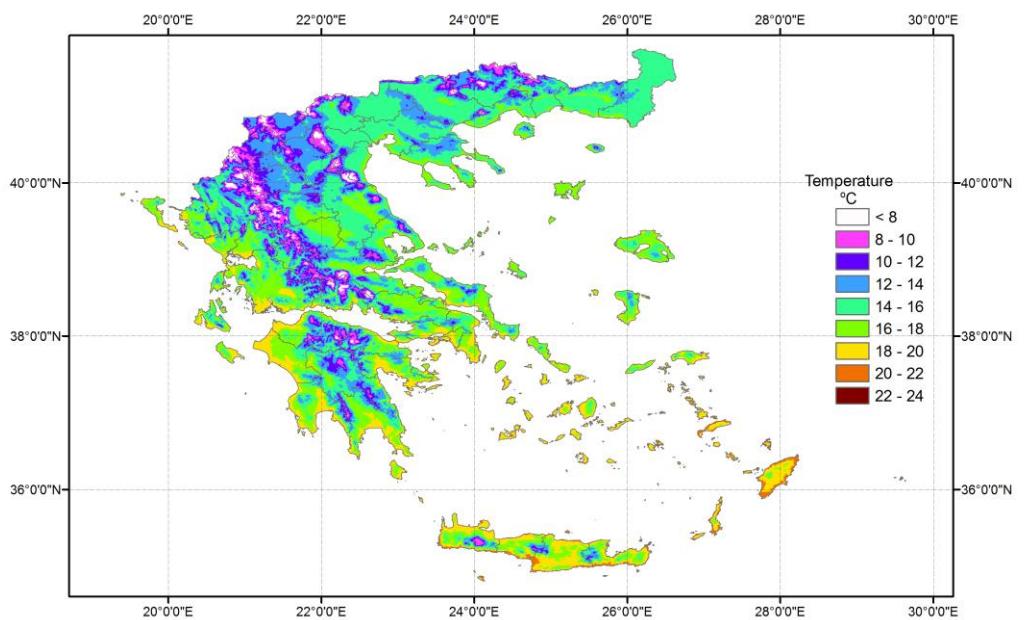
ΕΙΚΟΝΑ 10.21. Μέση Θερμοκρασία Ιουλίου (1971-2000).



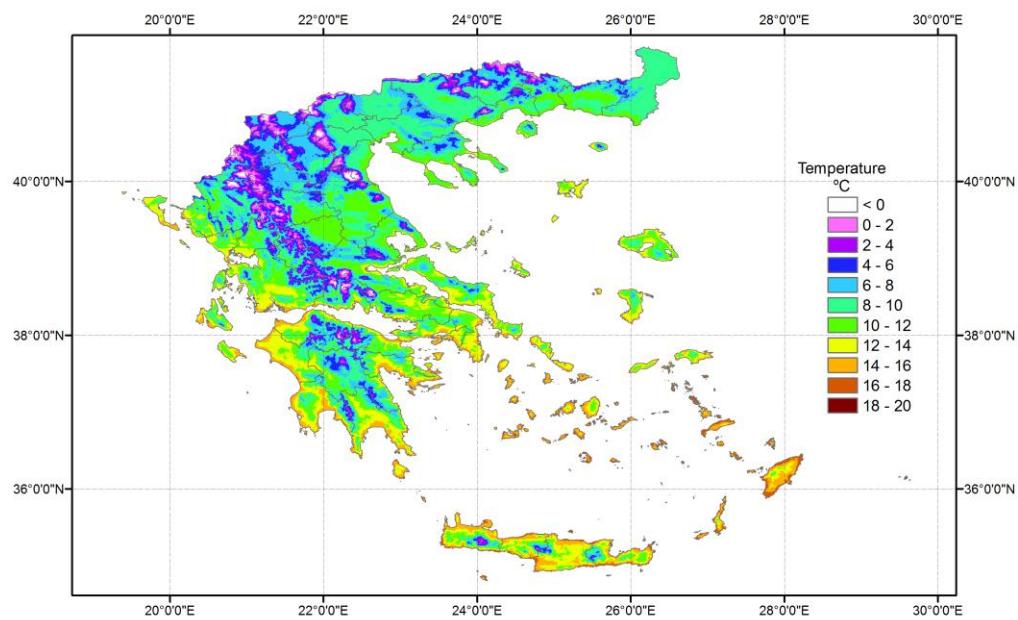
ΕΙΚΟΝΑ 10.22. Μέση Θερμοκρασία Αυγούστου (1971-2000).



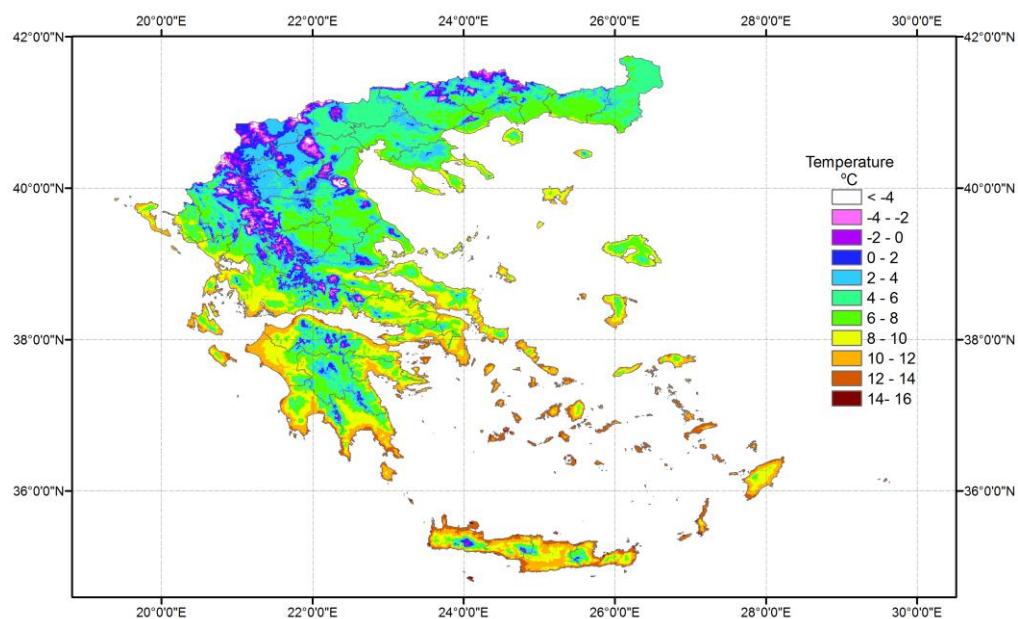
ΕΙΚΟΝΑ 10.23. Μέση θερμοκρασία Σεπτεμβρίου (1971-2000).



ΕΙΚΟΝΑ 10.24. Μέση θερμοκρασία Οκτωβρίου (1971-2000).



ΕΙΚΟΝΑ 10.25. Μέση θερμοκρασία Νοεμβρίου (1971-2000).



ΕΙΚΟΝΑ 10.26. Μέση θερμοκρασία Δεκεμβρίου (1971-2000).

11. ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ, ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΕΙΣ

Στις μακρόχρονες σειρές κλιματικών δεδομένων καταγράφεται με σχετική ακρίβεια η εξέλιξη του κλίματος από το παρελθόν έως σήμερα. Οι σειρές αυτές χρησιμοποιούνται ευρύτατα σε διάφορες γεωεπιστήμες και εξαιτίας του παγκόσμιου ενδιαφέροντος για την κλιματική αλλαγή, χρησιμοποιούνται σε μελέτες που διερευνούν την αλλαγή του κλίματος και εκτιμούν τη μεταβολή της συχνότητας εμφάνισης των ακραίων καιρικών φαινομένων. Ωστόσο, οι περισσότερες από αυτές τις σειρές υποφέρουν από ανομοιογένειες οι οποίες έχουν υπεισέλθει από αλλαγές ανεξάρτητες των κλιματικών μεταβολών, τις οποίες έχουμε ήδη αναλύσει. Άρα η ομογενοποίηση των εν λόγω σειρών είναι μια διαδικασία θεμελιώδους σημασίας.

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή μελετήσαμε διάφορες μεθόδους ομογενοποίησης μηνιαίων και ημερήσιων τιμών θερμοκρασίας και ύψους βροχής του δικτύου σταθμών της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας και εξετάσαμε, ως προς την ομοιογένειά τους, 52 χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας για την περίοδο 1960-2004 και 68 χρονοσειρές υετού για την περίοδο 1974-2004. Επιπλέον μελετήσαμε μεθόδους παρεμβολής κλιματικών δεδομένων και προχωρήσαμε σε γεωχωρική ανάλυση των ομογενοποιημένων δεδομένων θερμοκρασίας για την κανονική περίοδο 1971-2000.

Στην περίπτωση της θερμοκρασίας εφαρμόσαμε τρεις σχετικές μεθόδους ομογενοποίησης, εντελώς διαφορετικές μεταξύ τους ως προς τη φιλοσοφία και το μαθηματικό τους υπόβαθρο, τις MASH, CLIMATOL και HOMER, με σκοπό τον εντοπισμό και τη διόρθωση των ανομοιογενειών των μηνιαίων χρονοσειρών. Από τα αποτελέσματα, προέκυψε ότι περίπου το 85 % των χρονοσειρών υποφέρουν από ανομοιογένειες. Μόνο πέντε αρχικές χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας (9,6 % επί του συνόλου) μπορούν να θεωρηθούν ως ομογενείς καθώς δεν εντοπίσαμε σημεία ρήξης με κάποια από τις τρεις μεθόδους. Οι πέντε σταθμοί των οποίων οι αρχικές χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας απεδείχθη ότι είναι ομογενείς δεν έχουν μετακινηθεί, σύμφωνα με τα διαθέσιμα μεταδεδομένα των σταθμών, δεν έχουν διαφοροποιηθεί ποτέ, μέσα στην περίοδο μελέτης, οι ώρες διενέργειας των παρατηρήσεων (UTC ή τοπική) και οι περιβαλλοντικές συνθήκες δεν άλλαξαν σημαντικά, ώστε να προκύψει κάποιο σημείο ρήξης. Επίσης το 61,5 % των σταθμών δεν πέρασε καμία από τις τρεις μεθόδους επιτυχώς, δηλαδή και οι τρεις μέθοδοι εντόπισαν σημεία ρήξης στις μηνιαίες σειρές. Η πλειονότητα των μη ομογενών σταθμών

είχε ένα σημείο ρήξης. Η πλειοψηφία των ετήσιων σειρών μέσης θερμοκρασίας αέρα διορθώθηκε από 0,2 έως 0,6 °C με τις μεθόδους HOMER και CLIMATOL, ενώ η MASH εξαιτίας του διαφορετικού τρόπου που αντιμετωπίζει τα σημεία ρήξης οδήγησε σε μικρότερες προσαρμογές των ετήσιων σειρών.

Περίπου το 30 % των συνολικών σημείων ρήξης που εντοπίστηκαν δικαιολογούνται από τα διαθέσιμα μεταδεδομένα. Είναι σημαντικό επίσης να τονίσουμε πως όλα τα διαθέσιμα μεταδεδομένα που συλλέξαμε πλην ενός, αντιστοιχούν σε κάποιο εντοπισμένο σημείο ρήξης. Τα περισσότερα σημεία ρήξης εντοπίζονται την περίοδο 1975-1992, γεγονός απολύτως αναμενόμενο, αφού κατά την περίοδο αυτή ένα μεγάλο μέρος του μετεωρολογικού δικτύου της EMY αναθεωρήθηκε για την εξυπηρέτηση των αναγκών της αεροναυτιλίας.

Προκειμένου να αξιολογήσουμε τις τρεις μεθόδους ομογενοποίησης που χρησιμοποιήσαμε, υπολογίσαμε τις τυπικές αποκλίσεις και τους συντελεστές συσχέτισης Spearman των αρχικών και ομογενοποιημένων σειρών μέσης θερμοκρασίας. Τα αποτελέσματα μετά την ομογενοποίηση έδειξαν και με τις τρεις μεθόδους, αφ' ενός μείωση των τυπικών αποκλίσεων και αφ' ετέρου σημαντική αύξηση των συντελεστών συσχέτισης και μικρότερη διασπορά μεταξύ των σταθμών που ανήκουν στην ίδια κλιματική περιοχή.

Έχοντας ως στόχο να απεικονίσουμε τη χρησιμότητα της ομογενοποίησης υπολογίσαμε τις εποχικές σειρές αποχών, χρησιμοποιώντας ως βάση την τριακονταετία 1961-1990. Οι σειρές αποχών που προέκυψαν από τις αρχικές, μη ομογενοποιημένες σειρές παρουσιάζουν μικρή χωρική συνέπεια, εξαιτίας της ισχυρής επίδρασης των σημείων ρήξης, σε αντίθεση με τις σειρές αποχών των ομογενοποιημένων σειρών που παρουσιάζουν καλή χωρική συνέπεια. Οι κανονικές τιμές των τριακονταετιών 1961-1990 και 1971-2000 πριν και μετά την ομογενοποίηση, που παρατίθενται στο κεφάλαιο 7, υπογραμμίζουν τη σημασία της χρήσης ομογενοποιημένων δεδομένων στη μελέτη του κλίματος. Από την αναθεώρηση της κλιματικής κατάταξης των σταθμών κατά Köppen μετά την ομογενοποίηση, προκύπτει ότι τρεις σταθμοί αλλάζουν τύπο (δύο εκ των τριών είναι στο όριο αλλαγής), από εύκρατο, σε κλίμα στέπας.

Υπολογίσαμε επίσης τις εποχικές και ετήσιες τάσεις της μέσης θερμοκρασίας πριν και μετά τη διαδικασία της ομογενοποίησης και συγκρίναμε τα αποτελέσματα που προέκυψαν τόσο μεταξύ τους, όσο και με άλλες κλιματικές μελέτες που έχουν ήδη δημοσιευθεί. Οι πιο χαρακτηριστικές διαφορές παρατηρούνται στις εποχικές σειρές του καλοκαιριού και του χειμώνα. Γενικότερα, οι τάσεις των αρχικών σειρών παρουσιάζουν μια

μάλλον τυχαία χωρική κατανομή, σε αντίθεση με τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές που εμφανίζουν χωρική συνέπεια. Το κύριο συμπέρασμα της σύγκρισης των τάσεων των ομογενοποιημένων χρονοσειρών με τις αντίστοιχες τάσεις άλλων κλιματικών μελετών βασισμένες σε μη-ομοιογενή δεδομένα είναι ότι σε ορισμένες περιπτώσεις βρέθηκαν σημαντικές διαφορές ως προς το μέγεθος, το πρόσημο αλλά και τη στατιστική σημαντικότητα των τάσεων, γεγονός που αποδεικνύει την αξία της ομογενοποίησης στις κλιματικές μελέτες. Συγκρίναμε επιπλέον τις ετήσιες και εποχικές τάσεις της μέσης θερμοκρασίας στην Ελλάδα και σε κάθε κλιματική περιοχή ξεχωριστά μετά την ομογενοποίηση, με εκείνες του Βορείου Ημισφαιρίου και βρήκαμε ότι η τάση θέρμανσης το καλοκαίρι στην Ελλάδα είναι μεγαλύτερη από την τάση θέρμανσης του Βορείου Ημισφαιρίου. Η μεγαλύτερη τάση αύξησης της μέσης θερμοκρασίας του καλοκαιριού παρατηρείται στην ανατολική ηπειρωτική χώρα και η μικρότερη στη Δυτική Ελλάδα. Από την άλλη πλευρά, οι θερμοκρασίες στην Ελλάδα το χειμώνα διαφέρουν από την τάση ανόδου της θερμοκρασίας του πλανήτη και του Βορείου Ημισφαιρίου, ενώ η μόνη περιοχή όπου εμφανίζονται θετικές τάσεις το χειμώνα είναι η περιοχή της Βορείου Ελλάδας.

Όσον αφορά τις ημερήσιες χρονοσειρές θερμοκρασίας, χρησιμοποιήσαμε τη γνώση που προήλθε από την ομογενοποίηση των μηνιαίων χρονοσειρών θερμοκρασίας και εφαρμόσαμε δύο μεθόδους για την προσαρμογή των ημερήσιων χρονοσειρών, την HOM και την SPLIDHOM. Παρουσιάσαμε ένα μεμονωμένο παράδειγμα διόρθωσης των αρχικών χρονοσειρών όπου οι ετήσιες σειρές που προέκυψαν από τις ομογενοποιημένες μηνιαίες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας με βάση τη HOMER είναι σχεδόν ίδιες με εκείνες που υπολογίστηκαν από τις ομογενοποιημένες ημερήσιες χρονοσειρές μέσης θερμοκρασίας με τις HOM και SPLIDHOM. Ουσιαστικά δηλαδή και οι δύο μέθοδοι προσάρμοσαν αρκετά καλά τις ημερήσιες σειρές.

Στην περίπτωση του υετού, χρησιμοποιήσαμε περισσότερους σταθμούς και εξετάσαμε μικρότερη χρονική περίοδο. Εφαρμόσαμε και πάλι τρεις σχετικές μεθόδους ομογενοποίησης, τις HOMER, ACMANT και MASH και ελέγχαμε ως προς την ομοιογένεια χρονοσειρές μηνιαίου και ετήσιου ύψους υετού. Τα αποτελέσματα της ομογενοποίησης του υετού είναι πολύ διαφορετικά από εκείνα που προέκυψαν από την ομογενοποίηση της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας. Καταρχάς μόνο στο 40-45 % των σταθμών εντοπίσαμε ανομοιογένειες με τις ACMANT και MASH και στο 20 % με τη HOMER. Οι ACMANT και HOMER προσάρμοσαν περίπου τις μισές ανομοιογενείς ετήσιες σειρές αθροιστικού υετού θετικά και τις υπόλοιπες αρνητικά, ενώ η MASH προσάρμοσε τις περισσότερες ετήσιες σειρές θετικά. Σε αντίθεση με τη θερμοκρασία όπου η ομογενοποίηση οδήγησε σε

εμφανώς μικρότερες τυπικές αποκλίσεις, στην περίπτωση του υετού δεν συμβαίνει το ίδιο, δείχνοντας ότι η ομογενοποίηση δεν βελτίωσε αισθητά τις χρονοσειρές. Γενικά η αποτελεσματικότητα οποιασδήποτε μεθόδου ομογενοποίησης εξαρτάται από τον αριθμό των χρονοσειρών που μελετούνται, από τις συσχετίσεις μεταξύ των χρονοσειρών και από τη συχνότητα εμφάνισης των ανομοιογενειών. Στα δεδομένα υετού επειδή οι συσχετίσεις είναι εν γένει μικρότερες από ότι στα δεδομένα θερμοκρασίας, δεν εντοπίζονται εύκολα σημεία ρήξης και επομένως δεν προκύπτει σαφής βελτίωση των δεδομένων.

Στη συνέχεια υπολογίσαμε τις ετήσιες και εξάμηνες τάσεις υετού ανά περιοχή και ανά σταθμό πριν και μετά την ομογενοποίηση. Γενικότερη διαπίστωση είναι ότι στην Ελλάδα εμφανίζεται τάση μείωσης των βροχοπτώσεων, τόσο σε ετήσια βάση, όσο και σε εξαμηνιαία βάση, ωστόσο την περίοδο μελέτης δεν ανιχνεύθηκαν στατιστικά σημαντικές τάσεις πλην ελαχίστων εξαιρέσεων. Με βάση το μέσο ετήσιο ύψος υετού όλων των σταθμών, η πτωτική τάση εντοπίζεται μεταξύ 1980-1990, ενώ το επόμενο διάστημα ακολουθεί τάση αύξησης της βροχόπτωσης. Το 1989, έτος δριμύτατης ξηρασίας σχεδόν για το σύνολο του ελλαδικού χώρου, καταγράφεται το μικρότερο μέσο ύψος υετού τόσο χρησιμοποιώντας τις πρωτογενείς, όσο και τις ομογενοποιημένες τιμές. Επίσης, σε γενικές γραμμές, οι μέθοδοι ομογενοποίησης έχουν μειώσει το μέγεθος των τάσεων, υπάρχουν ωστόσο μεμονωμένες περιπτώσεις που το μέγεθος της τάσης έχει αυξηθεί. Μια ακόμη διαφορά πριν και μετά την ομογενοποίηση εντοπίζεται κατά το υγρό εξάμηνο του έτους, όπου η ανατολική ήπειρωτική χώρα παρουσιάζει αρνητική τάση πριν την ομογενοποίηση, ενώ μετά την ομογενοποίηση και με τις τρεις μεθόδους η τάση είναι θετική αλλά μη στατιστικά σημαντική.

Πέρα από τις μεθόδους ομογενοποίησης, προχωρήσαμε σε γεωχωρική ανάλυση των ομογενοποιημένων δεδομένων θερμοκρασίας. Για το σκοπό αυτό παρουσιάσαμε διάφορες μεθόδους παρεμβολής που χρησιμοποιούνται στη χωρική κατανομή κλιματικών δεδομένων και εφαρμόσαμε τη μέθοδο MISH, χρησιμοποιώντας όμως τις γεωγραφικές και τοπογραφικές παραμέτρους που προτείνονται από τη μέθοδο AURELHY και συγκεκριμένα τις 15 πρώτες κύριες συνιστώσες. Υπολογίσαμε τις παραμέτρους AURELHY εντός κυκλικής περιοχής ακτίνας 800 m και εφαρμόσαμε τη χωρική ανάλυση ανά 0,5' που αντιστοιχούν σε 730 m περίπου για το γεωγραφικό πλάτος των 38° B. Στο σημείο αυτό αναφέρουμε ότι εξαιτίας της ιδιαιτερότητας της παραμέτρου του υετού, δεν προχωρήσαμε σε χωρική ανάλυση των δεδομένων υετού μιας και οι 65 σταθμοί που ομογενοποιήσαμε δεν επαρκούν για να καλύψουν την περιοχή της Ελλάδας. Από τη μαθηματική προτυποποίηση προέκυψε ότι η χρήση μόνο των παραμέτρων AURELHY και του υψομέτρου σε μεσογειακές

χώρες με μεγάλη θαλάσσια κάλυψη δεν επαρκεί για να περιγράψει τη χωρική τάση της θερμοκρασίας. Ως εκ τούτου, χρησιμοποιήσαμε επιπροσθέτως 4 γεωφυσικές παραμέτρους ως ανεξάρτητες μεταβλητές για την εκτίμηση της μέσης θερμοκρασίας και εφαρμόσαμε τη μέθοδο παρεμβολής κάθε μήνα ξεχωριστά.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα το υψόμετρο, η αναλογία ξηράς/θάλασσας και η θεωρητική εισερχόμενη ηλιακή ενέργεια είναι οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται περισσότερο στα μοντέλα γραμμικής παλινδρόμησης. Εκτός από αυτές τις παραμέτρους, οι πλαγιές ανατολής-δύσης σχετίζονται με τη μέση θερμοκρασία τους περισσότερους μήνες εκτός από τον Απρίλιο έως τον Ιούλιο και οι σέλες βορρά-νότου χρησιμοποιούνται μόνο τους χειμερινούς μήνες.

Τα αποτελέσματα των συντελεστών συσχέτισης και προσδιορισμού δείχνουν μια πολύ καλή μαθηματική προτυποποίηση από τον Οκτώβριο έως το Μάρτιο, αρκετά καλή τον Απρίλιο και το Σεπτέμβριο και καλή τους υπόλοιπους μήνες. Οι χαμηλότερες τιμές των συντελεστών τους καλοκαιρινούς μήνες θα πρέπει να αποδοθούν στη μικρότερη χωρική μεταβλητότητα της θερμοκρασίας κατά την περίοδο του καλοκαιριού. Ωστόσο τα αποτελέσματα της προτυποποίησης της χωρικής τάσης τον Αύγουστο, που λάβαμε εφαρμόζοντας τη μέθοδο παρεμβολής μόνο σε μια περιορισμένη περιοχή η οποία περιλαμβάνει τον κορμό της ηπειρωτικής χώρας και μικρή θαλάσσια περιοχή, ήταν πολύ καλύτερα, δείχνοντας ότι είναι επαρκής η εξάρτηση της μέσης θερμοκρασίας από τις τοπογραφικές και γεωγραφικές μεταβλητές που επιλέξαμε να χρησιμοποιήσουμε. Επίσης, τα στατιστικά αποτελέσματα της σύγκρισης των προβλεπόμενων μηνιαίων θερμοκρασιών στους σταθμούς σε σχέση με τις παρατηρούμενες ομογενοποιημένες τιμές ήταν πολύ ικανοποιητικά παρουσιάζοντας υψηλές συσχετίσεις και μικρά λάθη.

Τέλος, παραγάγαμε δεδομένα μέσης θερμοκρασίας για την κανονική περίοδο 1971-2000 υψηλής χωρικής ανάλυσης ($0,5'$), τα οποία παρουσιάσαμε σε χάρτες με τη βοήθεια GIS. Οι χάρτες απεικονίζουν με μεγάλη ακρίβεια τη χωρική κατανομή της θερμοκρασίας, οι χαμηλότερες θερμοκρασίες κυρίως κατά τους χειμερινούς μήνες διακρίνονται σαφώς στα υψηλότερα βουνά (π.χ. Όλυμπος, Βόρας, οροσειρές Πίνδου και Ροδόπης). Από την άλλη πλευρά, κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, οι υψηλότερες θερμοκρασίες εμφανίζονται στις πεδιάδες της Θεσσαλονίκης, της Θεσσαλίας, της Κωπαΐδας, της Αργολίδας και της Αιτωλοακαρνανίας. Επίσης κατά τους καλοκαιρινούς μήνες και ιδιαίτερα τον Ιούλιο φαίνεται σαφώς η επίδραση της αστικής θερμικής νησίδας στην περιοχή της Αττικής.

Στο σημείο αυτό θα θέλαμε να επισημάνουμε ότι καμία τεχνική ομογενοποίησης δεν είναι τέλεια. Οι περισσότερες μέθοδοι όμως βελτιώνουν τις αρχικές χρονοσειρές και οδηγούν σε καλύτερη χωρική και χρονική ανάλυση του κλίματος. Επίσης δεν πρέπει να ξεχνάμε ότι αντικειμενικός σκοπός της ομογενοποίησης δεν είναι να αυξήσει την ακρίβεια μεμονωμένων παρατηρήσεων, αλλά στόχος είναι να θέσει τμήματα μιας χρονοσειράς σε συμφωνία με τα υπόλοιπα, σα να είχαν ληφθεί όλες οι μετρήσεις μιας μετεωρολογικής μεταβλητής στη διάρκεια του χρόνου κάτω από τις ίδιες συνθήκες. Ο WMO ενθαρρύνει τις μετεωρολογικές υπηρεσίες να ομογενοποιήσουν τις χρονοσειρές τους, αναγνωρίζοντας ότι η ομογενοποίηση είναι ένα δύσκολο αλλά αναπόφευκτο έργο, το οποίο βοηθάει τους ερευνητές να αποκτήσουν καλύτερη γνώση του κλίματος και ειδικότερα της κλιματικής αλλαγής.

ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΕΙΣ

Η ανωτέρω έρευνα κάλυψε ένα μεγάλο μέρος της ομογενοποίησης πραγματικών κλιματικών δεδομένων από ελληνικούς μετεωρολογικούς σταθμούς δοκιμάζοντας διάφορες μεθόδους. Αξιολόγησε τα αποτελέσματα, αναθεώρησε κλιματικές μελέτες με βάση τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές και παρήγαγε για πρώτη φορά συμπληρωμένες και ομογενοποιημένες χρονοσειρές, καλύπτοντας εν μέρη την απαίτηση του WMO για χρησιμοποίηση ομογενοποιημένων δεδομένων στις κλιματικές μελέτες. Ταυτόχρονα προχώρησε στη γεωχωρική ανάλυση των ομογενοποιημένων δεδομένων και στην παραγωγή υψηλής ανάλυσης δεδομένων θερμοκρασίας τα οποία καλύπτουν τον ελλαδικό χώρο. Εκτιμούμε λοιπόν ότι έχουν γίνει τα πρώτα, ουσιαστικά βήματα της δημιουργίας ενός σύγχρονου κλιματικού άτλαντα της Ελλάδας. Ωστόσο, η παραγωγή του κλιματικού άτλαντα απαιτεί περαιτέρω εργασία.

Οι μελλοντικές κατευθύνσεις της παρούσας διδακτορικής διατριβής περιλαμβάνουν:

- Ομογενοποίηση περισσοτέρων μετεωρολογικών παραμέτρων (μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία, υγρασία, ηλιοφάνεια κ.λπ.).
- Διερεύνηση δυνατότητας χρήσης δεδομένων υετού από το δίκτυο σταθμών άλλων φορέων και επανάληψη της διαδικασίας της ομογενοποίησης για μεγαλύτερη χρονική περίοδο.

- Γεωχωρική ανάλυση των ομογενοποιημένων δεδομένων με σκοπό τη δημιουργία ενός ολοκληρωμένου κλιματικού άτλαντα.
- Επέκταση της χρονικής περιόδου της ομογενοποίησης, αμέσως μετά τη συμπλήρωση των κενών που υπάρχουν στη βάση της ΕΜΥ, ώστε να περιληφθούν και τα πιο πρόσφατα δεδομένα.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

ΚΡΙΣΙΜΕΣ ΤΙΜΕΣ ΕΛΕΓΧΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗΣ

Κρίσιμες τιμές του όρου N του Von Neumann ratio test για χρονοσειρά μεγέθους n και επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0,01$ (Sahin and Cigizoglu, 2010).

n	20	30	40	50	70	100
1%	1.04	1.20	1.29	1.36	1.45	1.54

Κρίσιμες τιμές του Pettit test για χρονοσειρά μεγέθους n και επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0,01$ (Sahin and Cigizoglu, 2010).

n	20	30	40	50	70	100
1%	72	133	208	293	488	841

Κρίσιμες τιμές του Potter test για χρονοσειρά μεγέθους n και επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0,01$ (Potter, 1981).

n	20	30	40	50	70	100
1%	1.04	1.20	1.29	1.36	1.45	1.54

Κρίσιμες τιμές του ποσοστού R/\sqrt{n} του Buishand range test για χρονοσειρά μεγέθους n (Buishand, 1982).

n	10	20	30	40	50	100
99%	1.38	1.60	1.70	1.74	1.78	1.86
95%	1.28	1.43	1.50	1.53	1.55	1.62
90%	1.21	1.34	1.40	1.42	1.44	1.50

Κρίσιμες τιμές του SNHT για χρονοσειρά μεγέθους n (Alexandersson and Moberg, 1997).

n	10	20	30	40	50	70	80	90	100	150	250
T ₉₀	5.05	6.10	6.65	7.00	7.25	7.40	7.55	7.80	7.85	8.05	8.35
T ₉₅	5.70	6.95	7.65	8.10	8.45	8.65	8.80	9.05	9.15	9.35	9.70
T _{97.5}	6.25	7.80	8.65	9.25	9.65	9.85	10.2	10.3	10.4	10.8	11.2

Κρίσιμες τιμές στατιστικού ελέγχου της μεθόδου MASH (παρέχονται από τη μέθοδο Monte Carlo) για ανομοιογένειες και για ακραίες τιμές (Szentimrey, 1999; 2000).

Κρίσιμες τιμές στατιστικού ελέγχου (TS) για ανομοιογένειες και για επίπεδο σημαντικότητας 0.1							
Μήκος σειράς (έτη)	Τιμή	Μήκος σειράς (έτη)	Τιμή	Μήκος σειράς (έτη)	Τιμή	Μήκος σειράς (έτη)	Τιμή
10	15.902	20	15.845	30	16.160	40	16.765
50	17.156	60	17.697	70	18.059	80	18.369
90	18.655	100	18.843	110	19.008	120	19.101
130	19.220	140	19.397	150	19.526	160	19.609
170	19.678	180	19.749	190	19.789	200	19.950
Κρίσιμες τιμές στατιστικού ελέγχου (TS) για ακραίες τιμές και για επίπεδο σημαντικότητας 0.1							
10	5.495	20	5.530	30	5.898	40	6.126
50	6.330	60	6.486	70	6.613	80	6.719
90	6.802	100	6.914	110	7.009	120	7.089
130	7.145	140	7.234	150	7.294	160	7.343
170	7.387	180	7.434	190	7.512	200	7.558
Κρίσιμες τιμές στατιστικού ελέγχου (TS) για ανομοιογένειες και για επίπεδο σημαντικότητας 0.05							
10	23.602	20	20.924	30	20.530	40	20.574
50	20.861	60	20.914	70	21.313	80	21.395
90	21.534	100	21.599	110	21.731	120	21.760
130	21.933	140	21.936	150	22.052	160	22.063
170	22.078	180	22.193	190	22.288	200	22.362
Κρίσιμες τιμές στατιστικού ελέγχου (TS) για ακραίες τιμές και για επίπεδο σημαντικότητας 0.05							
10	9.263	20	7.445	30	7.442	40	7.582
50	7.710	60	7.797	70	7.901	80	7.996
90	8.028	100	8.076	110	8.147	120	8.202
130	8.295	140	8.344	150	8.403	160	8.433
170	8.484	180	8.518	190	8.531	200	8.607
Κρίσιμες τιμές στατιστικού ελέγχου (TS) για ανομοιογένειες και για επίπεδο σημαντικότητας 0.01							
10	52.000	20	37.000	30	33.000	40	32.000
50	31.000	60	30.000	70	30.000	80	29.000
90	29.000	100	29.000	110	29.000	120	28.000
130	28.000	140	28.000	150	28.000	160	28.000
170	28.000	180	28.000	190	28.000	200	28.000
Κρίσιμες τιμές στατιστικού ελέγχου (TS) για ακραίες τιμές και για επίπεδο σημαντικότητας 0.01							
10	32.000	20	14.000	30	12.000	40	12.000
50	12.000	60	12.000	70	12.000	80	11.000
90	11.000	100	11.000	110	11.000	120	11.000
130	11.000	140	11.000	150	11.000	160	11.000
170	11.000	180	11.000	190	11.000	200	11.000

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) and Instituto de Meteorología (Portugal). 2011. Iberian Climate Atlas Air Temperature and Precipitation (1971-2000). Department of the State Meteorological Agency of Spain and Department of Meteorology and Climatology of the Institute of Meteorology, Portugal, 80. ISBN: 978-84-7837-079-5.
- Agnew MD, Palutikof JP. 2000. GIS-based construction of baseline climatologies for the Mediterranean using terrain variables. *Climate Research*, 14:115–127.
- Aguilar E, Auer I, Brunet M, Peterson TC, Wieringa J. 2003. Guidance on Climate Metadata and Homogenization. WCDMP-No. 53, WMO-TD No.1186, WMO, Geneva.
- Aguilar E, Peterson TC, Ramirez Obando P, Frutos R, Retana JA, Solera M, Soley J, Gonzalez Garcia I, Araujo RM, Rosa Santos A, Valle VE, Brunet M, Aguilar L, Alvarez L, Bautista M, Castanon C, Herrera L, Ruano E, Sinay JJ, Sanchez E, Hernandez Oviedo GI, Obed F, Salgado JE, Vazquez JL, Baca M, Gutierrez M, Centella C, Espinosa J, Martinez D, Olmedo B, Ojeda Espinoza CE, Nunez R, Haylock M, Benavides H, Mayorga R. 2005. Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research*, 110: D23107. DOI: 10.1029/2005JD006119.
- Aguilar E, Brunet M, Saladié O, Sigró J. 2008. Homogenization of the Spanish daily temperature series, a step forward. Proceedings of the Fifth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases, Budapest, Hungary, WCDMP-No. 71, WMO-TD NO, 1493: 101-106.
- Akylas E, Lykoudis S, Lalas D. 2005. Climate change in Greek area. Analysis of observations: Trends of the last 100 years. National Observatory of Athens (NOA), Greece.
- Alexandrov V, Schneider M, Koleva E, Moisselin JM. 2004. Climate variability and change in Bulgaria during the 20th century. *Theoretical and Applied Climatology*, 79: 133–149. DOI 10.1007/s00704-004-0073-4.
- Alexandersson H. 1984. A Homogeneity Test Based on Ratios and Applied to Precipitation Series. Report 79, Department of Meteorology, Uppsala, 55.

- Alexandersson H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. International Journal of Climatology, 6: 661–675. DOI: 10.1002/joc.3370060607.
- Alexandersson H, Moberg A. 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part I. Homogeneity test for linear trends. International Journal of Climatology, 17: 25–34. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(199701)17:1<25::AIDJOC103>3.0.CO;2-J.
- Amanatidis TG, Repapis CC, Metaxas DA, Paliatsos AG, Bartzis GJ. 1992. Precipitation Decreasing Trends in Greece and Cyprus since the middle of our century. Global Climate Conference, 14-18 June, Bad Durkheim, Germany.
- Antolovic I, Mihajlionic V, Rancic D, Mihic D, Djurdjevic V. 2013. Digital Climate Atlas of the Carpathian Region. Advances in Science and Research, 10: 107-111.
- Aristotle. Meteorologica, translated by Lee. 1952. Volume VII. Loeb Classical Library 397. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press. ISBN 10: 0674994361 ISBN 13: 9780674994362.
- Arseni-Papadimitriou A. 1973. On the annual variation of air temperature in Athens. Scientific Annals of Faculty of Physics and Mathematics, University of Thessaloniki, Greece, 13: 325–345.
- Arseni-Papadimitriou A, Maher P. 1991. Some characteristics of air temperature variations of four Mediterranean stations. Theoretical and Applied Climatology, 43: 105–112. DOI:10.1007/BF00867467.
- Asselin J, Ouarda Taha BMJ, Fortin V, Bobee B. 1999. Une procedure Bayesienne bivariee pour detecter un decalage de la moyenne. Rapport de recherche, R-528, Centre Eau Terre et Environment, Institut National de la Recherche Scientifique, Quebec, Canada.
- Auer I. 1992. Experiences with the Completionand Homogenization of Long-term Precipitation Series in Austria. Centre European research initiative, Project Gr. Meteorology, Wp. 1, Vienna.

Auer I, Böhm R, Schoner W. 2001a. Austrian Long –Term Climate 1767-2000 Multiple Instrumental Climate Time Series from Central Europe. Technical report, Zentralanstalt fur Meteorologie und Geodynamik, Wien.

Auer I, Böhm R, Mohnl H, Potzmann R, Schöner W, Skomorowski P. 2001b. ÖKLIM: Digitaler Klimaatlas Österreichs. Eine interaktive Reise durch die Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft des Klimas, Zentralanstalt fur Meteorologie und Geodynamik. Vienna.

Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Orlik A, Potzmann R, Schoner W, Ungersbock M, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Mestre O, Moisselin JM, Begert M, Brazdil R, Bochnicek O, Cegnar T, Gajic-Capkaj M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Szalai S, Szentimrey T, Mercalli L. 2005. A new instrumental precipitation dataset for the greater alpine region for the period 1800-2002. International Journal of Climatology, 25: 139–166. DOI: 10.1002/joc.1135.

Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schoner W, Ungersbock M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin J-M, Begert M, Muller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Cegnar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovicp Z, Nieplovaq E. 2007. HISTALP – Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region. International Journal of Climatology, 27: 17–46, DOI:10.1002/joc.1377.

Auer I, Böhm R, Hiebl J, Schöner W, Spinoni J, Lentini G, Maugeri M, Brunetti M, Nanni T, Perčec Tadić M, Bihari Z. 2008. ECSN – HRT/GAR High Resolution Temperature Climatology in Complex Terrain – demonstrated in the test area Greater Alpine Region GAR Final Report. Vienna.

Bartzokas A, Metaxas DA, Ganas IS. 1994. Spatial and temporal sea surface temperature covariances inthe Mediterranean. International Journal of Climatology, 14:201-213.

Bartzokas A, Metaxas DA. 1995. Factor analysis of some climatological elements in Athens, 1931-1992: Covariability and climatic change. Theoretical and Applied Climatology, 52: 195-205. DOI:10.1007/BF00864043.

- Beaulieu C, Seidou O, OuardaTaha BMJ, ZhangX, Boulet G, Yagouti A. 2008. Intercomparison of homogenization techniques for precipitation data. *Water Resources Research*, 44, W02425, DOI:10.1029/2006WR005615.
- Begert M, Schlegel T, Kirchhofer W. 2005. Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology*, 25: 65–80. DOI: 10.1002/joc.1118.
- Bénichou P, Le Breton O. 1987. AURELHY:une method d'analyse utilisant le relief pour les besoins de l'hydrométéorologie. In: Deuxièmes journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier. Paris: ORSTOM, 299-304. (Colloques et Séminaires). ISBN 2-7099-0865-4.
- Bihari Z, Szentimrey T, Lakatos M, Szalai S. 2014. Gridding in CARPATCLIM (Climate of Carpathian Region). Project.8th Seminar for Homogenization and 3rd Conference on Spatial Interpolation, Budapest.
- Böhm R. 1998. Urban bias in temperature series – A case study for the city of Vienna. *Climatic Change*, 38: 113-128.
- Böhm R, Auer I, Brunetti M, Maugeri M, Nanni T, Schöner W. 2001. Regional Temperature Variability in the European Alps: 1760-1998 from Homogenized Instrumental Time Series. *International Journal of Climatology*, 21: 1779–1801.
- Brandsma T, Können GP. 2006. Application of nearest-neighbor resampling for homogenizing temperature records on a daily to sub-daily level. *International Journal of Climatology*, 26: 75-89. DOI:10.1002/joc.1236.
- Brunet M, Saladie O, Jones PD, Sigro J, Aguilar E, Moberg A, Lister D, Walther A, Lopez D, Almarza C. 2006. The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (1850–2003). *International Journal of Climatology*, 26: 1777–1802, DOI:10.1002/joc.1338.
- Brunet M. 2012. The development of the Spanish Daily Adjusted Temperature Series (SDATS): A case study discussing from integrated data rescue procedures to calculation of area-average climate series. Proceedings of the second WMO/MEDARE. International workshop: Addressing climate data sources and key

records for the Mediterranean Basin in support of an enhanced detection, prediction and adaption to climate change and its impacts, 10-12.

Brunetti M, Maugeri M, Monti F, Nanni T. 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 26: 345–381.

Brunetti M, Kutiel H. 2011. The relevance of the North-Sea Caspian Pattern (NCP) in explaining temperature variability in Europe and the Mediterranean. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 11: 2881-2888.

Buishand TA. 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, 58: 11-27.

Burrough PA. 1986. *Principles of Geographic Information Systems for Land Resource Assessment*. Monographs on Soil and Resources Survey No. 12, Oxford Science Publications, New York.

Caussinus H, Mestre O. 2004. Detection and correction of artificial shifts in climate series. *Journal of the Royal Statistical Society Series, C - Applied Statistics* 53: 405–425. DOI: 10.1111/j.1467-9876.

Caussinus H, Lyazrhi F. 1997. Choosing a linear model with a random number of change-points and outliers. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 49: 761–775.

Cegnar T. 1995. Climate of Slovenia. – Hydrometeorological Institute of Slovenia. Ljubljana. 70 pp.

Claps P, Giordano P, Laguardia G. 2008. Spatial distribution of the average air temperatures in Italy: Quantitative analysis. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13: 242-249.

Cleveland W, Devlin S. 1988. Locally-Weighted Fitting: An Approach to Fitting Analysis by Local Fitting. *Journal of the American Statistical Association*, 83: 596–610.

Craddock JM. 1979. Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes, *Weather*, 34: 332–346.

Cressie NAC. 1991. *Statistics for Spatial Data*, Wiley, New York, 900pp.

Chronopoulou-Sereli A. 1993. Thermal air pollution in greater Athens area. Proceedings of 3rd Conference on Environmental Science and Technology, Lesvos, Greece, 6-9 September B191-197.

Conte M, Giuffrida A, Tedesco S. 1989. The Mediterranean Oscillation, impact on precipitation and hydrology in Italy, in Conference on Climate Water, 121–137, Publications of the Academy of Finland, Helsinki.

CRU. 2014. Global average temperature change 1850 to present. <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature> (Accessed 23 January 2014).

Daly C, Neilson RP, Philips DL. 1994. A statistical-topographical model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 31: 661-676.

Della-Marta PM, Collins D, Braganza K. 2004. Updating Australia's high quality annual temperature dataset. *Australian Meteorological Magazine*, 53: 75–93.

Della-Marta PM, Wanner H. 2006. A Method for homogenizing the extremes and mean of daily temperature measurements. *Journal of Climate*, 19: 4179–4197.

DeGaetano AT. 2006. Attributes of several methods for detecting discontinuities in mean temperature series, *Journal of Climate*, 19: 838 – 853.DOI:10.1175/JCLI3662.1.

Demaree GR, Lachaert PJ, Verhoeve T, Thoen E. 2002. The long-term daily Central Belgium Temperature (CBT) series (1767– 1998) and early instrumental meteorological observations in Belgium. *Climate Change*, 53: 269–293. DOI:10.1023/A:1014931211466.

Domonkos P. 2011. Adapted Caussinus-Mestre Algorithm for Networks of Temperature series (ACMANT). *International Journal of Geosciences*, 2: 293-309, DOI: 10.4236/ijg.2011.23032.

Domonkos P, Poza R, Efthymiadis D. 2011. Newest development of ACMANT. *Advances in Science and Research*, 6: 7-11. DOI:10.5194/asr-6-7-2011.

- Domonkos P. 2013. Measuring performances of homogenization methods. Idojaras, Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service, 117: 91-112.
- Domonkos P, Efthymiadis D. 2013. Development and testing of homogenisation methods:moving parameter experiments with ACMANT. Advances in Science and Research, 10: 43–50. DOI: 10.5194/asr-10-43-2013.
- Drakatos C, Zerefos C, Asimakopoulos D, Baltatzis El, Capros P, Coccossis H, Donatos G, Giannakopoulos C, Giannopoulos G, Hadjinicolaou P, Karamanos A, Nastis A, Papandreu A, Papanikolaou D, Papoutsoglou S, Repapis C, Sabethai I, Sartzetakis E, Seferlis M, Skourtos M, Stamatopoulos KC, Stournas G, Tselioudis G, Xepapadeas A, Yfantopoulos I. 2011. The environmental, economic and social impacts of climate change in Greece. Bank of Greece. ISBN 978-960-7032-58-4.
- Dyras I, Ustrnul Z. 2007. The Spatial Analysis of the Selected Meteorological Fields in the Example of Poland. In: H. Dobesch et al (Ed.) Spatial interpolation for climate data: the use of GIS in climatology and meteorology, 87-96. London: ISTE Ltd.
- Ducre-Robitaille JF, Vincent LA, Boulet G. 2003. Comparison of Techniques for Detection of Discontinuities in Temperature Series. International Journal of Climatology, 23: 1087–1101.
- DWD (DeutscherWetterdienst). 1999. Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland: Teil 1. – DWD. Offenbach. CD-ROM.
- Easterling DR, Peterson TC. 1995a. A New Method for Detecting Undocumented Discontinuities in Climatological Time Series. International Journal of Climatology, 15: 369–377.
- Easterling DR, Peterson TC. 1995b. The effect of artificial discontinuities on recent trends in minimum and maximum temperatures. Atmospheric Research, 37: 19–26.
- ECSN. 1995. Climate of Europe: Recent variation, present state and future prospects. De Bilt, KNMI.
- Esteban P, Prohom M, Aguilar E, Mestre O. 2010. Annual and seasonal analysis of temperature and precipitation in Andorra (Pyrenees) from 1934 to 2008: quality

check, homogenization and trends. *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU2010-1885. EGU General Assembly 2010.

Feida H, Lalas D. 2001. Climatic changes in Mediterranean and Greece: A Critical review. 7th International Conference on Environmental Science and Technology Ermoupolis, Syros island, Greece.

Feidas H, Makrogiannis T, Bora-Senta E. 2004. Trend analysis of air temperature time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955-2001. *Theoretical and Applied Climatology*, 79: 185-208. DOI:10.1007/s00704-004-0064-5.

Feidas H, Noulopoulou Ch, Makrogiannis T, Bora-Senta E. 2007. Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955–2001. *Theoretical and Applied Climatology*, 87: 155–177. DOI 10.1007/s00704-006-0200-5.

Feidas H, Karagiannidis A, Keppas S, Vaitis M, Kontos T, Zanis P, Melas D, Anadranistakis E. 2013. Modelling and mapping temperature and precipitation climate data in Greece using topographical and geographical parameters. *Theoretical and Applied Climatology*, 118: 133-146.

Fischer EM, Seneviratne SI, Lüthi D, Schär C. 2007. Contribution of land – atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophysical Research Letters*, 34, L06707.

Freitas L, Pereira MG, Caramelo L, Mendes M, Nunes LF. 2013. Homogeneity of monthly air temperature in Portugal with HOMER and MASH. *Idojaras, Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 117: 69-90.

Forland EJ, Hanssen-Bauer I. 1994. Homogenizing long Norwegian precipitation series. *Journal of Climate*, 7: 1001-1013.

Forland EJ, Allerup P, Dahlstrom B, Elomaa E, Jonsson T, Madsen H, Per J, Rissanen P, Vedin H, Vejen F. 1996. Manual for Operational Correction of Nordic Precipitation Data, DNMI-Reports 24/96 KLIMA, 66.

- Founda D, Papadopoulos KH, Petrakis M, Giannakopoulos C, Good P. 2004. Analysis of mean, maximum, and minimum temperature in Athens from 1897 to 2001 with emphasis on the last decade: trends, warm events, and cold events. *Global and Planetary Change*, 44: 27-38. DOI:10.1007/s12273-010-0002-7.
- Founda D, Giannakopoulos C. 2009. The exceptionally hot summer of 2007 in Athens, Greece — Atypical summer in the future climate? *Global and Planetary Change*, 67: 227–236.
- Founda D, Kambezidis HD, Petrakis M, Zanis P, Zerefos C. 2009. A correction of the recent air-temperature record at the historical meteorological station of the National Observatory of Athens (NOA) due to instrument change. *Theoretical and Applied Climatology*, 97: 385–389, DOI 10.1007/s00704-008-0084-7.
- Founda D. 2011. Evolution of the air temperature in Athens and evidence of climatic change: A review. *Advances in Building Energy Research*, 5: 7-41.
- Geiger R. 1954. *Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie Vol. 3, Ch. Klassifikation der Klimatenach W. Köppen*. Springer, 603–607.
- Geiger R. 1961. Überarbeitete Neuausgabe von Geiger, R.: *Köppen-Geiger / Klima der Erde*. (Wandkarte 1:16 Mill.). Klett-Perthes, Gotha.
- Giannakopoulos C, Le Sager P, Bindi M, Moriondo M, Kostopoulou E, Goodess CM. 2009. Climatic changes and associated impacts in the Mediterranean resulting from a 2 °C global warming. *Global and Planetary Change*, 68: 209–224.
- Giannakopoulos C, Kostopoulou E, Varotsos KV, Tziotziou K, Plitharas A. 2011. An integrated assessment of climate change impacts for Greece in the near future. *Regional Environmental Change*, 11: 829-843.
- Gilbert RO. 1987. *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. Van Nostrand Reinhold New York.

Giles BD, Flocas AA. 1984. Air temperature variations in Greece. Part 1. Persistence, trend, and fluctuations. *International Journal of Climatology*, 4:531–539. DOI: 10.1002/joc.3370040508.

Giorgi F, Lionello P. 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63: 90-104.

Good P, Giannakopoulos C, Flocas H, Tolika K, Anagnostopoulou C, Maheras P. 2008. Significant changes in the regional climate of the Aegean during 1961–2002. *International Journal of Climatology*, 28: 1735–1749. DOI: 10.1002/joc.1660.

Guijarro JA. 2011. User's guide to climatol. An R contributed package for homogenization of climatological series. Report State Meteorological Agency. Balearic Islands Office Spain. <http://www.climatol.eu/climatol-guide.pdf> (Accessed 11September2015).

Gullett DW, Vincent L, Sajecki PJF. 1990. Testing for Homogeneity in Temperature Time Series at Canadian Climate Stations. CCC Report No. 90-4, Atmospheric Environment Service, Downs view, Ontario, 43.

Gündüz M, Ozsoy E. 2005. Effects of the North Sea Caspian pattern on surface fluxes of Euro-Asian-Mediterranean seas. *Geophysical Research Letters*, 32: L21701.

Hamed KH, Rao AR. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204: 182-196.

Hannart A, Naveau P. 2009. Bayesian multiple change-points and segmentation: application to homogenization of climate series. *Water Resources Research*, 45: W10444, DOI:101029/2008WR007689.

Hanssen-Bauer I, Forland E. Nordli PO. 1991. Homogeneity Test of Precipitation Data, Descriptions of the Methods used at DNMI. DNMI Report 13/91 KLIMA, Norwegian Meteorological Institute, 28.

Hanssen-Bauer I, Forland E. 1994. Homogenizing long Norwegian precipitation series. *Journal of Climate*, 7: 1001–1013.

- Hawkins DM. 1977. Testing a sequence of observations for a shift in random location. *Journal of the American Statistical Association*, 73: 180–185.
- Hawkins DM. 2001. Fitting multiple change-points to data. *Computational Statistics and Data Analysis*, 37: 323-341.
- Hasanean HM. 2001. Fluctuations of surface air temperature in the Eastern Mediterranean. *Theoretical and Applied Climatology*, 68: 75-87. DOI:10.1007/s007040170055.
- Heberden W. 1796. On the different quantities of rain which appear to fall, at different heights, over the same spot of ground. *Philosophical Transactions*, 59: 359-362.
- Hiebl J, Auer I, Böhm R, Schöner W, Maugeri M, Lentini G, Spinoni J, Brunetti M, Nanni T, PerćecTadić M, Bihari Z, Dolinar M, Müller-Westermeier G. 2009. A High Resolution Temperature Climatology for the Greater Alpine Region (GAR). *Meteorologische Zeitschrift*, 18: 507-530.
- HOME. 2011. Homepage of the COST Action ES0601 – Advances in Homogenisation Methods of Climate Series: an Integrated Approach (HOME), <http://www.homogenisation.org> (Accessed 23 August 2015).
- Hosking JRM. 1990. L-Moments: Analysis and Estimation of Distributions Using Linear Combinations of Order Statistics. *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, 52: 105–124.
- Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M. 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, 134: 1–35.
- IPCC. 2007. Climate change 2007, (Contribution of Working Group I, II and III to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change). Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- IPCC. 2013. Summary for policymakers. In: *Climate change 2013: The physical science basis*. (Contribution of Working Group I to the fifth assessment report of the

Intergovernmental Panel on Climate Change). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jones PD, Raper SCB, Bradley RS, DiazHF, Kelly PM, Wigley TML. 1986. Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25: 161–179.

Jones PD, Moberg A. 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, 16: 206-223.

Jones PD, Lister DH, Osborn TJ, Harpham C, Salmon M, Morice CP. 2012. Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117: D05127.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437–471.

Karapiperis PP. 1954. Trends in Athens temperature. *Pure and applied geophysics*, 29: 212–217.

Karl TR, Williams Jr CN. 1987. An approach to adjusting climatological time series for discontinuous inhomogeneities. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26: 1744–1763.

Katsoulis B, Theoharatos G. 1985. Indications of the urban heat island in Athens, Greece. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24: 1296-1302.

Katsoulis B. 1987. Indications of change of climate from the analysis of air temperature time series. *Climatic Change*, 10: 67-79.

Kendall M. 1975. Multivariate analysis. Charles Griffin & Company, London.

Kennedy JJ, Rayner NA, Smith RO, Saunby M, Parker DE. 2011. Reassessing biases and other uncertainties in sea-surface temperature observations measured in situ since 1850

part 2: biases and homogenization. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116: D14104.

Kenawy El, Lopez-Moreno JI, Stepanekc P, Vicente-Serranoa SM. 2013. An assessment of the role of homogenization protocol in the performance of daily temperature series and trends: application to northeastern Spain. *International Journal of Climatology*, 33: 87–108.

Khaliq MN, Ouarda Taha BMJ. 2007. On the critical values of the standard normal homogeneity test (SNHT). *International Journal of Climatology*, 27: 681-687.

Kirchhofer W. (Ed). 2000. MeteoSchweiz. Verlag des Bundesamtesfuer Landestopographie. Klimaatlas der Schweiz. Wabern-Bern.

Klein Tank AMG, Wijngaard JB, Konnen GP, Bohm R, Demaree G, Gocheva A, Mileta M, Pashiardis S, Hejklik L, Kern-Hansen C, Heino R, Bessemoulin P, Muller-Westermeier G, Tzanakou M, Szalai S, Paldottir T, Fitzgerald D, Rubin S, Capaldo M, Maugeri M, Leitass A, Bukantis A, Aberfeld R, Van Engelen AFV, Forland E, Mietus M, Coelho F, Mares C, Razuvayev V, Nieplova E, Cegnar T, Lopez JA, Dahlstrom B, Moberg A, Kirchhofer W, Ceylan A, Pachaliuk O, Alexander LV, Petrovic P. 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. *International Journal of Climatology*, 22: 1441-1453. DOI: 10.1002/joc.773.

Kohler MA. 1949. Double-mass analysis for testing the consistency of records and for making adjustments, *Bulletin of American Meteorological Society*, 30: 188–189.

Köppen W. 1900. Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nachihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geographische Zeitschrift*, 6: 593–611, 657–679.

Kostopoulou E. 2003. The relationships between atmospheric circulation patterns and surface climatic elements in the Eastern Mediterranean PhD Thesis, University of East Anglia, Norwich, 407.

Kottek M, Grieser J, Beck C, Rudolf B and Rubel F. 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15: 259-263.

- Kuglitsch FG, Toreti A, Xoplaki E, Della-Marta PM, Luterbacher J, Wanner H. 2009. Homogenization of daily maximum temperature series in the Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 114: D15108. DOI: 10.1029/2008JD011606.
- Kuibysheva N, Naumova L. 1979. Works of the Main Geophysical Observatory, 425, Saint Petersburg, Russia.
- Kutiel H, Benaroch Y. 2002. North Sea-Caspian Pattern (NCP)–an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology*, 71: 17 – 28.
- Kutiel H, Maher P, Turkes M, Paz S. 2002. North Sea –Caspian Pattern (NCP) – an upper levelatmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean –implications on the regional climate. *Theoretical and Applied Climatology*, 72: 173–192.
- Lakatos M, Szentimrey T, Bihari Z, Szalai S. 2008. Homogenization of Daily Data Series for Extreme Climate Indices Calculation. Proceedings of the Sixth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases. Budapest, Hungary, 2008, WCDMP-No. 76, WMO-TD NO. 1576: 100-109.
- Lakatos M, Bihari Z, Szentimrey T, Szalai S and the CARPATCLIM participants. 2013. Climate of the Carpathian Region. Digital climate atlas of the Region-summary of the CarpatClim project. 3th EMS Annual Meeting & 11th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM) | 09 – 13 September, Reading. United Kingdom. http://presentations.copernicus.org/EMS2013-501_presentation.pdf.
- Lanzante JR. 1996. Resistant, robust and nonparametric techniques for the analysis of climate data. Theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. *International Journal of Climatology*, 16: 1197–1226.
- Lascaratos A, Roether W, Nittis K, Klein B. 1999. Recent changes in deep water formation and spreadingin the eastern Mediterranean Sea: A review. *Progress in Oceanography*, 44: 5–36.
- Lee ASF, Heghinian SM. 1977. A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables. *Technometrics*, 19: 503– 506. DOI:10.2307/1267892.

Li Z, Yan ZW. 2010. Application of Multiple Analysis of Series for Homogenization to Beijing Daily Temperature series (1960-2006). *Advances in atmospheric Sciences*, 27: 777-787. DOI: 10.1007/s00376-009-9052-0.

Lindau R, Venema V. 2013. On the multiple breakpoint problem and the number of significant breaks in homogenization of climate records. *Idojaras, Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 117, 1: 1-34.

Lubès-Niel H, Masson JM, Paturel JE, Servat E. 1998. Variabilité climatique et Statistiques - Étude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des sciences de l'eau*, 11, 3:383-408. DOI: 10.7202/705313ar.

Lund R, Reeves J. 2002. Detection of Undocumented Changepoints: A Revision of the Two-Phase Regression Model. *Journal of Climate*, 15: 2547–2554.

LUBW (Landesanstalt fur Umwelt.Messungen und Naturschutz Baden-Wurttemberg). 2006. Klimaatlas Baden-Wurttemberg. – LUBW. Karlsruhe – CD-ROM.

Luterbacher J, Xoplaki E, Burgard R, Schmutz C. 1998. Connection between the large scale lower atmospheric circulation and the winter temperature variability over Greece: 1957–1997. *Proceedings of the 5th Greek Scientific Conference in Meteorology-Climatology-Atmospheric Physics*. Athens, 28–30 September, 81–88.

Luterbacher J, Dietrich D, Xoplaki E, Grosjean M, Wanner H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science* 303: 1499–1503. DOI: 10.1126/science.1093877.

Luterbacher J, Xoplaki E, Casty C, Wanner H, Pauling A. et al. 2006. Mediterranean climate variability over the last centuries: a review. In: Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R (Eds.) *The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues. Developments in earth and environmental sciences*, Elsevier, Amsterdam, 27–148.

Lykoudis S, Proedrou M, Kontogiannidis S, Tselepidaki I. 1994. Study of Precipitation Trends for Several Regimes in Northern Greece. *Proceedings of the 2th Greek Scientific*

Conference in Meteorology-Climatology-Atmospheric Physics, Thessaloniki, 29-30 September.

Maheras P, Kutiell H. 1999. Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation during the last century. International Journal of Climatology, 19: 745–764. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(19990615)19:7<745::AID-JOC395>3.0.CO;2-2.

Mann HB. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13: 245-259.

Mariolopoulos EG, Livathinos AN. 1935. *Atlas Climatique de la Grece*. Observatoire National d' Athenes. Athenes.

Makrogiannis T, Bora-Senta E, Philandras T. 1998. Analysis of the air temperature time series in Thessaloniki, application of the ARIMA(p,d,q) models. Proceedings of the 4th Greek Scientific Conference in Meteorology-Climatology-Atmospheric Physics, Athens, 22–25 September, 219–224.

Maronna R, Yohai VJ. 1978. A bivariate test for the detection of a systematic change in mean. *Journal of the American Statistical Association*, 73: 640-645.

Maugeri M, Brunetti M, Monti F, Nanni T. 2004. Sea level pressure variability in the Po plain (1765–2000) from homogenized daily secular records. International Journal of Climatology, 24: 437–455.

Mayer B, Kylling A. 2005. Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use. Atmospheric Chemistry and Physics, 5: 1855-1877.

McBratney AB, Webster R. 1983. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties: V. Co-regionalization and multiple sampling strategy. *Journal of Soil Science*, 34: 137–162.

McGregor GR, Markou MT, Bartzokas A, Katsoulis BD. 2002. An evaluation of the nature and timing of summer human thermal discomfort in Athens, Greece. *Climate Research*, 20: 83–94.

- Mekis E, Vincent L, 2004. New developments in the homogenization of precipitation and temperature series in Canada. Proceedings of the Fourth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases, Budapest, Hungary.WMO, WCDMP-No. 56: 39-62.
- Menne MJ, Williams CN Jr, Vose RS. 2009a. The U.S. historical climatology network monthly temperature data, version 2. *Bulletin of American Meteorological Society*, 90, 7: 993–1007, DOI:10.1175/2008BAMS2613.1.
- Menne MJ, Williams CN Jr. 2009b. Homogenization of temperature series via Pairwise comparisons. *Journal of Climate*, 22: 1700-1717.
- Mestre O. 1999. Step-by-step procedures for choosing a model with change-points. In Proceedings 5 of the second seminar for homogenisation of surface climatological data, Budapest, Hungary. WCDMP-No.41, WMO-TD No.962: 15–26.
- Mestre O, Gruber C, Prieur C, Caussinus H, Jourdain S. 2011. Splidhom: a method for homogenization of daily temperature observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50: 2343–2358.
- Mestre O, Domonkos P, Picard F, Auer I, Robin S, Le Barbier E, Bohm R, Aguilar E, Guijarro J, Vertachnik G, Klancar M, Dubuisson B, Stepanek P. 2013. HOMER: a homogenization software – methods and applications. *Idojaras, Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 117, 1: 47-67.
- Mestre O, Gruber C, Prieur C, Caussinus H, Jourdain S. 2011. SPLIDHOM: A Method for Homogenization of Daily Temperature Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 11: 2343–2358. DOI:10.1175/2011JAMC2641.1.
- Metaxas DA, Bartzokas A, Vitsas A. 1991. Temperature fluctuations in the Mediterranean area during the last 120 years. *International Journal of Climatology*, 11: 897-908. DOI: 10.1002/joc.3370110808.
- Meteo-France. Direction de la Climatologie. 2004. Climate atlas of Europe. –Meteo-France. Toulouse.CD ROM.

Meteo-France. Direction de la Climatologie. 1999. Le climat de la France. – Meteo-France. Toulouse. CD-ROM.

Mielke PW. 1991. The application of multivariate permutation methods based on distance functions in the earth sciences. *Earth Science Research*, 6, 31: 55–71.

Mihalakakou G, Flocas H, Santamouris M, Helmis C. 2002. Application of neural networks to the simulation of the heat island over Athens, Greece using synoptic types as a predictor. *Journal of Applied Meteorology*, 41: 519–527.

Mitchell T, Hulme M. 2000. A country-by-country analysis of past and future warming rates. Tyndall Centre Internal Report, No.1, November, UEA, Norwich, UK, 6.

Moberg A, Jones PD. 2005. Trends in Indices for Extremes in Daily Temperature and Precipitation in Central and Western Europe, 1901–99. *International Journal of Climatology*, 25: 1149–1171.

Müller-Westermeier G, Kreis A, Dittmann E (Hrsg). 2003. *Klimaatlas der Bundesrepublik Deutschland*. Teil 1–3. Offenbach: Deutscher Wetterdienst.

Nastos P, Kaspomenakis J. 2015. Regional climate model simulations of extreme air temperature in Greece. Abnormal or common records in the future climate? *Atmospheric Research*, 152:43–60.

Nicholls N, Cruza GV, Jourel J, Karl TR, Ogallo LA, Parker DE. 1996a. Observed climate variability and change. In: Houghton JT and others (eds). *Climate change 1995. The science of climate change. Report of IPCC Working Group I*, 137–192. Cambridge, Cambridge University Press.

Nicholls N, Tapp R, Burrows K, Richards D. 1996b. Historical thermometer exposures in Australia. *International Journal of Climatology*, 16: 705–710.

Ninyerola M, Pons X, Roure JM. 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of Climatology*, 20: 1823–1841.

- Nordii PO, Alexandersson H, Frich P, Forland EJ, Heino R, Jonsson T, Tuomenvirta H, Tveito OE. 1997. The effect of radiation Screens on Nordic Time Series of Mean Temperature. *International Journal of Climatology*, 17: 1667–1681.
- Ouarda Taha BMJ, Rasmussen PF, Cantin JF, Bobee B, Laurence R, Hoang VD, Barabe G. 1999. Identification d'un reseau hydrometrique pour le suivi des modifications climatiques dans la province de Quebec. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12: 425–448.
- Ouarda Taha BMJ, AsselinJ, Seidou O. 2005. Bayesian multivariate linear regression with application to changepoint models in hydrometeorological variables. Part 1: Model development. *Rapport de rechercheR-838*, Centre Eau Terre et Environment, Institut National de la Recherche Scientifique, Quebec, Canada.
- Page ES. 1961. Cumulative sum charts. *Technometrics*, 3:1–9.
- Parker DE, Jones PD, Folland CK, Bevan A. 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the late 19th century. *Journal of Geophysical Research-Atmospheric*, 99: 14373–14399.
- Parker DE, Horton EB, Alexander LV. 2000. Global and regional climate in 1999. *Weather*, 55:188-199.
- Peel MC, Finlayson BL, McMahon TA. 2007. Updated world map of the Köppen-Geigerclimate classification. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4: 439–473.
- Perreault L, Hache M, Slivitzsky M, Bobee B. 1999. Detection of changes in precipitation and runoff over eastern Canada and U.S. using a Bayesian approach, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 13: 201– 216. DOI:10.1007/s004770050039.
- Perreault L, Bernier J, Bobee B, Parent E. 2000. Bayesian change-point analysis in hydrometeorological time series. Part. 1. The Normal model revisited. *Journal of Hydrology*, 235: 221–241.
- Petreson TC, Easterling DR, Karl TR, Groisman P, Nicholls N, Plummer N, Torok S, Auer I, Boehm R, Gullette D, Vincent L, Heino R, Tuomenvirta H, Mestre O, Szentimrey T,

- Salinger J, Forland EJ, Hanssen-Bauer I, Alexandersson H, Jones P, Parker D. 1998. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data, a review. International Journal of Climatology, 18: 1493-1517. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(19981115)18:13<1493::AID-JOC329>3.0.CO;2-T.
- Palutikof JP. 2003. Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled. In: Bolle HJ. (ed). Mediterranean climate: Variability and trends. Springer-Verlag, Berlin.
- Pettitt AN. 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. Applied Statistics, 28: 126-135. DOI: 10.2307/2346729.
- Picard F, Lebarbier E, Hoebeke M, Rigaill G, Thiam B, Robin S. 2011. Joint segmentation, calling, and normalization of multiple CGH profiles. Biostatistics, 12, 3: 413-428. DOI: 10.1093/biostatistics/kxq076.
- Philandras CM. 1994. Climatic trends and fluctuations of the air temperature regime in Europe and Mediterranean Sea during the last 100 years. PhD Thesis, Faculty of Geology and Geoenvironment, University of Athens, Greece.
- Philandras CM, Metaxas DA, Nastos PT. 1999. Climate variability and urbanization in Athens. Theoretical and Applied Climatology, 63:65–72.
- Philandras CM, Nastos PT, Repapis CC. 2008. Air temperature variability and trends over Greece. Global NEST Journal, 1,0: 273-285.
- Piervitali E, Colacino M, Conte M. 1997. Signals of climatic change in the central-western Mediterranean basin. Theoretical and Applied Climatology, 58: 211–219. DOI: 10.1007/BF00865021.
- Plummer N, Lin Z, Torok S. 1995. Trends in the diurnal temperature range over Australia since 1951. Atmospheric Research, 37: 79–86.
- Potter KW. 1981. Illustration of a new test for detecting a shift in mean in precipitation series. Monthly Weather Review, 109: 2040–2045.

Press W, Teukolsky S, Vetterling W, Flannery B. 1996. Numerical Recipies in FORTRAN 77: The Art of Scientific Programming. Cambridge University Press, Cambridge University Press.

Proedrou M, Theoharatos G, Cartalis C. 1997. Variations and trends in annual and seasonal air temperature in Greece determined from ground and satellite measurements. *Theoretical and Applied Climatology*, 57: 65–78. DOI: 10.1007/BF00867977.

Quayle RG, Easterling DR, Karl TR, Huges PY. 1991. Effects of recent thermometer changes in the cooperative station network. *Bulletin of American Meteorological Society*, 72: 1718-1723.

Raitcos DE, Beaugrand G, Georgopoulos D, Zenetos A, Pancucci-Papadopoulou AM, Theocharis A, Papathanassiou E. 2010. Global climate change amplifies the entry of tropical species into the Eastern Mediterranean Sea. *Limnology and Oceanography*, 55: 1478–1484.

Rasmussen P. 2001. Bayesian estimation of change points using the general linear model. *Water Resources Research*, 37: 2723 – 2731. DOI:10.1029/2001WR000311.

Reeves J, Chen J, Wang XL, Lund R, Lu Q. 2007. A review and comparison of changepoint detection techniques for climate data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46: 900–915.

Repasis CC, Metaxas DA. 1985. The possible influence of the urbanization in Athens city on the airtemperature climatic fluctuations at the National Observatory. *Proceedings of the 3rd Hellenic-British Climatological Congress*, Athens 17-21 April, 188-195.

Repasis CC, Philandras CM. 1988. A note on the air temperature trends of the last 100 years as evidenced in the Eastern Mediterranean time series. *Theoretical and Applied Climatology*, 39: 93-107.

Repasis CC, Philandras CM. 1997. Air temperature trends in the Mediterranean basin. *Proceedings of the Eastern Europe and Global change Symposium*, Kassandra, Halkidiki, 3-10 October, 133-138.

Repasis CC, Philandras CM, Metaxas DA. 2002. Climate variability in the eastern Mediterranean, in Greece and especially in Athens. Research Centre for Atmospheric Physics and Climatology, Academy of Athens, 16.

Repasis CC, Philandras CM, Kalabokas PD, Zanis P, Zerefos CS. 2007. Is the last years abrupt warming in the National Observatory of Athens records a climate change manifestation? *Global Nest*, 9: 107-116.

Resco de Dios V, Fischer C, Colinas C. 2007. Climate change effects on Mediterranean forests and preventive measures. *New Forests*, 33: 29–40.

Retalis D, Hatzioannou L, Pasiardis S, Nikolakis D, Asimakopoulos D, Lourantos N. 1998. Study of the temperature time series in SE Greece and Cyprus. Proceedings of the 4th Greek Scientific Conference in Meteorology Climatology-Atmospheric Physics, Athens, 22-25 September, 34.

Rhoades DA, Salinger MJ. 1993. Adjustment of temperature and rainfall records for site changes. *International Journal of Climatology*, 13: 899–913.

Roether W, Manca BB, Klein B, Bregant D, Georgopoulos D, Beitzel V, Kovacevic V, Lucchetta A. 1996. Recent changes in eastern Mediterranean deep waters. *Science*, 271: 333–335. DOI:10.1126/science.271.5247.333.

Rogers JC, Van Loon H. 1979. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part II: some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes, *Monthly Weather Review*, 107: 509-519.

Romanski J, Romanou A, Bauer M, Tselioudis G. 2012. Atmospheric forcing of the Eastern Mediterranean Transient by mid latitude cyclones. *Geophysical Research Letters*, 39, L03703.

Saaroni H, Ziv B, Edelson J, Alpert P. 2003. Long term variations in summer temperature over the Eastern Mediterranean. *Geophysical Research Letters*, 30:1946-1949. DOI:10.1029/2003GL017742.

Sachweh M, Enders G. 1996. Klimaatlas von Bayern/ Bayerischer Klimaforschungsverbund, BAYFORKLIM. Munchen. ISBN 3-00-000638-9.

Sahin S, Cigizoglu HK. 2010. Homogeneity analysis of Turkish meteorological data set. *Hydrological Processes*, 24, 8: 981-992.

Sahsamanoglou HS, Makrogiannis TJ. 1992. Temperature trends over the Mediterranean region 1950-1988. *Theoretical and Applied Climatology*, 45: 183-192. DOI: 10.1007/BF00866191.

Sakellariou NK, Kambezidis HD, Gouvas MA. 2000. Mean monthly air temperatures in Athens, Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, 67: 201–203.

Sayin E, Beşiktepe Ş. 2010. Temporal evolution of the water mass properties during the EasternMediterranean transient (EMT) in the Aegean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 115, C10025.

Schär C, Vidale PL, Lüthi D, Frei C, Häberli C, Liniger MA, Appenzeller C. 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. *Nature*, 427: 332–336.

Schuurmans JM, Bierkens MFP, Pebesma EJ. 2007. Automatic Prediction of High-Resolution Daily Rainfall Fields for Multiple Extents: The Potential of Operational Radar. *Journal of Hydrometeorology*, 8: 1204 - 1224.

Schwarb M. 2000. The Alpine Precipitation Climate. Evaluation of a High-Resolution Analysis Scheme Using Comprehensive Rain-Gauge Data. Doctoral thesis. Diss. ETHNo, 13911 Zurich.

Seidou O, Ouarda Taha BMJ. 2007. Recursion-based multiple changepoint detection in multiple linear regression and application to river streamflows, *Water Resources Research*, 43, W07404.DOI:10.1029/2006WR005021.

Seidou O, Asselin JJ, Ouarda Taha BMJ. 2007. Bayesian multivariate linear regression with application to change point models in hydrometeorological variables, *Water Resources Research*, 43, W08401. DOI:10.1029/2005WR004835.

Siegel S, Castellan N. 1988. Non parametric Statistics for the Behavioral Sciences, McGraw-Hill, New York, 399.

- Sluiter R. 2009. Interpolation methods for climate data. KNMI intern rapport IR2009-04. <http://www.knmi.nl/bibliotheek/knmipubIR/IR2009-04.pdf> (Accessed 03 July 2015).
- Solow A. 1987. Testing for climatic change: an application of the two-phase regression model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26: 1401–1405.
- Stastna V. 2010. Spatio temporal changes in surface air temperature in the region of the northern Antarctic Peninsula and sounth Shetland islands during 1950-2003. *Polar Science*, 4: 18-33.
- Staudt M, Esteban-Parra MJ, Castro-Díez Y. 2007. Homogenization of long-term monthly Spanish temperature data. *International Journal of Climatology*, 27: 1809–1823. DOI: 10.1002/joc.1493.
- Štěpánek P, Řezníčková L, Brázdil R, 2006. Homogenization of daily air pressure and temperature series for Brno (Czech Republic) in the period 1848–2005. Proceedings of the Fifth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases, Budapest, Hungary, WCDMP-No. 71, WMO-TD NO. 1493: 107-121.
- Štěpánek P, Zahradníček P. 2008. Experiences with quality control and homogenization of daily series of various meteorological elements in the Czech Republic 1961-2007. Proceedings of the Sixth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases. Budapest, Hungary, WCDMP-No. 76, WMO-TD NO. 1576, pp. 08-19.
- Szalai S, Konkolyné Bihari Z, Lakatos M, Szentimrey T. 2013. The CARPATCLIM project. High-resolution database of the Carpathian Region. Seminar on Enviromental Problems. Szent Istvan University. Hungary.
- Szentimrey T. 1996. Statistical procedure for joint homogenization of climatic time series. In Proceedings of the Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data, Budapest, Hungary. 47–62.
- Szentimrey T. 1999. Multiple analysis of series for homogenization (MASH). In Proceedings of the Second Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data, Budapest, Hungary. WMO, WCDMP-No. 41: 27-46.

Szentimrey T. 2000. Multiple analysis of series for homogenization (MASH). Seasonal application of MASH (SAM), Automatic using of Meta Data. In Proceedings of the Third Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data, Budapest, Hungary.

Szentimrey T, Bihari Z. 2007. Mathematical background of the spatial interpolation methods and the software MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis), Proceedings from the Conference on Spatial Interpolation in Climatology and Meteorology, Budapest, Hungary, 2004, COST Action 719, COST Office, 2007, 17-27.

Szentimrey T, Bihari Z, Szalai S. 2007. Comparison of Geostatistical and Meteorological Interpolation Methods (What is What?). In: H. Dobesch et al. (Ed.) 2007. Spatial interpolation for climate data: the use of GIS in climatology and meteorology, 45-56. London: ISTE Ltd.

Szentimrey T. 2008a. The manual of multiple analysis of series for homogenization (MASH). Hungarian Meteorological Service, Budapest, Hungary.

Szentimrey T. 2008b. Development of MASH homogenization procedure for daily data, Proceedings of the Fifth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases, Budapest, Hungary, 2006, WCDMP-No. 71, WMO-TD NO. 1493: 123-130.

Szentimrey T, Bihari Z, Lakatos M, Szalai S. 2011. Mathematical, methodological questions concerning the spatial interpolation of climate elements. Idojaras, Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service, 115: 1-11.

Szentimrey T, Bihari Z. 2014. Manual of interpolation software MISHv1.03. Hungarian Meteorological Service, 59.

Theocharis A, Nittis K, Kontoyiannis H, Papageorgiou E, Balopoulos E. 1999. Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986–1997). *Geophysical Research Letters*, 26: 1617–1620.

Theocharis A, Klein B, Nittis K, Roether W. 2002. Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997–1999). *Journal of Marine Systems*, 33–34: 91–116.

Thiessen AH. 1991. Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review* 39: 1082-1084.

Thompson DWJ, Wallace JM. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25: 1297-1300.

Thompson DWJ, Wallace JM. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13: 1000-1016.

Tolasz R, Brázdil R, Bulíř O, Dobrovolný P, Dubrovský M, Hájková L, Halássová O, Hostýnek J, Janouch M, Kohut M, Krška K, Křivancová S, Květoň V, Lepka Z, Lipina P, Macková J, Metelka L, Míková T, Mrkvica Z, Možný M, Nekovař J, Němec L, Pokorný J, Reitschläger JD, Richterová D, Rožnovský J, Řepka M, Semerádová D, Sosna V, Stríž M, Šerci P, Škálová H, Stěpánek P, Štěpánková P, Trnka M, Valeriánová A, Valter J, Vaníček K, Vavruška F, Voženílek V, Vráblík T, Vysoudil M, Zahradník J, Zusková I, Žák M, Žalud Z. 2007. *Atlas Podnebí Česká: Climate atlas of Czechia*. – Czech Hydrometeorological Institute. Prague. 254. ISBN: 978-80-86690-26-1.

Tolika K, Maher P, Tegulias I. 2009. Extreme temperatures in Greece during 2007: Could this be a "return to the future". *Geophysical Research Letters*, 36: L10813.

Toreti A, Kuglitsch FG, Xoplaki E, Luterbacher J, Wanner H. 2010. A novel method for the Homogenization of Daily Temperature Series and Its Relevance for Climate Change Analysis. *Journal of Climate*, 23: 5325–5331. DOI:<http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3499.1>.

Toreti A, Kuglitsch FG, Xoplaki E, Della-Marta PM, Aguilar E, Prohomf M, Luterbacher J 2011. A note on the use of the standard normal homogeneity test to detect inhomogeneities in climatic time series. *International Journal of Climatology*, 31: 630-632.

Trewin BC, Trevitt ACF. 1996. The development of composite temperature records. *International Journal of Climatology*, 16: 1227–1242.

Trewin B. 2007. The role of climatological normals in a changing climate. WMO-TD No. 1377, WCDMP-No. 61.

- Tuomenvirta H, Drebs A. 1994. Homogeneity testing and management of metadata in Finland. In Climate Variations in Europe, Proceedings of the European Workshop held in Kirkkonummi (Majvik), Finland, 15–18 May, Heino R (ed.). Publications of the Academy of Finland, Helsinki, 3, 94: 321–329.
- Tuomenvirta H, Heino R. 1993. Homogeneity testing of meteorological time series in Finland, 73rd American Meteorological Society Annual Meeting, Anaheim, CA, 2.
- Tuomenvirta H. 2000. Homogeneity adjustments of temperature and precipitation series – Finnish and Nordic data. International Journal of Climatology, 21: 495–506. DOI: 10.1002/joc.616.
- Tveito OE, Wegehenkel M, Van der Wel F, Dobesch H. 2006. The Use of Geographic Information Systems in Climatology and Meteorology. Final Report COST Action 719.
- Venema V, Mestre O, Aguilar E, Auer I, Guijarro JA, Domonkos P, Vertacnik G, Szentimrey T, Stepanek P, Zahradnicek P, Viarre J, Müller-Westermeier G, Lakatos M, Williams CN, Menne M, Lindau R, Rasol D, Rustemeier E, Kolokythas K, Marinova T, Andresen L, Acquaotta F, Fratianni S, Cheval S, Klancar M, Brunetti M, Gruber C, Duran MP, Likso T, Esteban P, and Brandsma T. 2012. Benchmarking monthly homogenization algorithms. Climate of the Past, 8: 89–115.
- Vicente-Serrano SM, Saz-Sánchez MA, Cuadrat JM. 2003. Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature. Climate Research, 24: 161–180.
- Vincent LA. 1998. A technique for the identification of inhomogeneities in Canadian temperature series. Journal of Climate, 11: 1094–1104. DOI: 10.1175/1520-0442(1998)011<1094:ATFTIO>2.0.CO;2.
- Vogelsang TJ, Franses PH. 2005. Are winters getting warmer? Environmental Modeling and Software, 20: 1449–1455. DOI: 10.1016/j.envsoft.2004.09.016.
- von Neumann J. 1941. Distribution of the ratio of the mean square successive difference to the variance. Annals of Mathematical Statistics, 13: 367–395.

Van Loon H, Rogers JC. 1978. The Seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. Monthly Weather Review, 106: 296-310.

Wallace JM, Gutzler DS. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Monthly Weather Review, 109: 784 – 812.

Wang X. 2003. Comments on Detection of Undocumented Changepoints: A Revision of the Two-Phase Regression Model. Journal of Climate, 16: 3383–3385.

WHO. 2003. Climate change and human health? Risks and responses, WHO/WMO/ UNEP, Geneva, Switzerland.

WHO, WMO. 2012. Atlas of Health and Climate.

WMO. 1989. Guide on the Global Observing System. WMO-No. 488, Geneva.

WMO. 1992. Measurement of Temperature and Humidity (R.G. Wylie and T. Lalas). Technical Note No. 194, WMO-No. 759, Geneva.

WMO. 1996. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation (6th edition), WMO-No.8, Geneva.

WMO. 1998. WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison: Final Report (B.E. Goodison, P.Y.T. Louie and D. Yang) Instruments and Observing Methods Report No. 67, WMO/TD-No. 872, Geneva.

WMO. 2003. Global temperature in 2003, WHO press release.

WMO. 2006. WMO statement on the status of the global climate in 2005. WMO-No. 998. Geneva.

WMO. 2007. Joint CCL/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices. WCDMP-No. 64, WMO-TD No. 1402, Geneva.

WMO. 2008a: A Case Study/ Guidance on the Development of Long-Term Daily Adjusted Temperature Datasets. WCDMP-No. 66, WMO-TD No. 1425, Geneva.

WMO. 2008b: Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, Seventh Edition WMO-No. 8.

WMO. 2011. Guide to Climatological Practices, Vol. 100. Geneva.

WMO. 2012. Statement on the status of the global climate in 2011. WMO-No 1085, Geneva.

WMO. 2014. Climate Data Management System Specifications. WMO-No 1131, Geneva.

Wang X, Chen H, Wu Y, Feng Y, Pu Q. 2010. New Techniques for the Detection and Adjustment of Shifts in Daily Precipitation Data Series. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49: 2416-2436.

Wijngaard JB, Klein Tank AMG, Könen GP. 2003. Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23: 679–692. DOI: 10.1002/joc.906.

Xoplaki E, Gonzalez-Rouco JF, Gyalistras D, Luterbacher J, Rickli R, Wanner H. 2003. Interannual summer air temperature variability over Greece and its connection to the large-scale atmospheric circulation and Mediterranean SSTs 1950–1999. *Climate Dynamics*, 20: 537–554. DOI 10.1007/s00382-002-0291-3.

Zaninović K, Gajić-Čapka M, Perčec Tadić M, Vučetić M, Milković J, Bajić A, Cindrić K, Cvitan L, Katušin Z, Kaučić D, Likso T, Lončar E, Lončar Z, Mihajlović D, Pandžić K, Patarčić M, Srnec L, Vučetić V. 2008. Climate atlas of Croatia 1961-1990.1971-2000 – Meteorological and Hydrological Service of Croatia. Zagreb. ISBN: 978-953-7526-01-6.

Zhen L, Zhongwei Y. 2009. Application of multiple analysis of series for homogenization to Beijing daily temperature series (1960-2006). *Advances in Atmospheric Sciences*, 27: 777-787. DOI: 10.1007/s00376-009-9052-0.

Αιγινήτης Δ. 1907. Το κλίμα της Ελλάδος, Α'. Αθήνα.

Αιγινήτης Δ. 1908. Το κλίμα της Ελλάδος, Β'. Αθήνα.

ΕΣΥΕ 2008. Στατιστική Επετηρίδα της Ελλάδος.

Ζιακόπουλος Δ, Φραγκούλη Π. 2011. Το εγχειρίδιο του μετεωρολόγου-προγνώστη. Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία. http://www.hnms.gr/hnms/greek/meteorology/HNMS_MeteorologistBook.pdf.

Λούρμας Γ, Μαμάσης Ν. 2005. Ολοκληρωμένη διαχείριση υδατικών συστημάτων σε σύζευξη με εξελιγμένο υπολογιστικό σύστημα ΟΔΥΣΣΕΥΣ, Προδιαγραφές εγκατάστασης δικτύων μέτρησης υδρολογικών παραμέτρων. https://www.itia.ntua.gr/getfile/668/1/documents/report_10.pdf (τελευταία επίσκεψη 16 Σεπτεμβρίου 2015).

Κανδύλης Φ, Νάστος Π, Πετρόπουλος Β. 1994. Η Κατανομή του ύψους υετού στην Ελλάδα σε σχέση με την ηλιακή δραστηριότητα. Πρακτικά 2ου Πανελλήνιου Επιστημονικού Συνεδρίου Μετεωρολογίας - Κλιματολογίας - Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Θεσσαλονίκη, 29-30 Σεπτεμβρίου.

Μακρογιάννης ΤΙ, Σαχσαμάνογλου ΧΣ. 2008. Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας. Εκδόσεις Χάρις.

Μαριολόπουλος ΗΓ. 1938. Το Κλίμα της Ελλάδος. Αθήναι.

Μαριολόπουλος ΗΓ, Καραπιπέρης Λ. 1955. Αι βροχοπτώσεις εν Ελλάδι. Αθήναι.

Μαριολόπουλος ΗΓ. 1982. Επιτομή του Κλίματος της Ελλάδας, ΚΕΦΑΚ Ακαδημίας Αθηνών, Δημοσίευμα 7.

Ρεπαπής ΧΚ, Μπούρας Α. 1990. Η Ξηρασία στην Ελλάδα κατά τα έτη 1989-1990. Μελέτη Αριθμ. 71, Ακαδημία Αθηνών, Κέντρο Ερεύνης Φυσικής της Ατμόσφαιρας και Κλιματολογίας.

Φλόκας Α. 1992. Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Χριστοφόρου Κανέλλου Ε. 2010. Περιοχική Εκτίμηση Ξηρασίας. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας. Βόλος.