ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΗΛΙΑΣ Γ. ΛΑΖΟΣ
MSc Γεωλόγος

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2021

ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI
FACULTY OF SCIENCES
SCHOOL OF GEOLOGY

ILIAS G. LAZOS
MSc Geologist

CONTRIBUTION IN THE STUDY OF ACTIVE FAULTS OF THE GREEK REGION USING GEODETIC METHODS

DISSERTATION THESIS

THESSALONIKI
2021

Στους γονείς μου, Γεώργιο και Δήμητρα,
και τις αδελφές μου, Παρασκευή και Ασημίνα

ΗΛΙΑΣ Γ. ΛΑΖΟΣ
MSc Γεωλόγος

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Εκπονήθηκε στον Τομέα Γεωλογίας του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.
Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. τον Ιανουάριο του 2021

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 01/12/2020

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας N°: 211

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Αναπλ. Καθηγητής Χατζηπέτρος Αλέξανδρος, Επιβλέπων
Ομοτ. Καθηγητής Παυλίδης Σπυρίδων, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής
Καθηγητής Πικριδάς Χρήστος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Αναπλ. Καθηγητής Χατζηπέτρος Αλέξανδρος
Ομοτ. Καθηγητής Παυλίδης Σπυρίδων
Καθηγητής Πικριδάς Χρήστος
Καθηγήτρια Παπαδημητρίου Ελευθερία
Καθηγητής Φωτίου Αριστείδης
Αναπλ. Καθηγητής Παπανικολάου Ιωάννης
Επικ. Καθηγητής Μουρατίδης Αντώνιος

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ. – *Διδακτορική Διατριβή*

CONTRIBUTION IN THE STUDY OF ACTIVE FAULTS OF THE GREEK REGION USING GEODETIC METHODS. – *Ph.D. Thesis*

Citation:
Λάζος Η. Γ., 2021. – Συμβολή στη μελέτη ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου με χρήση γεωδαιτικών μεθόδων. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμ. Γεωλογίας No 211, 573 σελ.
Lazos I. G., 2021. – Contribution in the study of active faults of the Greek region using geodetic methods. Ph.D. Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Annex Number of Scientific Annals of the School of Geology No 211, 573 pp.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής και πιο συγκεκριμένα τον επιβλέποντα Αναπληρωτή Καθηγητή Αλέξανδρο Χατζηπέτρο του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης για την ευκαιρία που μου έδωσε να εκπονήσω τη Διδακτορική Διατριβή στον Τομέα Γεωλογίας και για την καθοδήγησή του, τον Ομότιμο Καθηγητή Σπυρίδων Παυλίδη του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης για την καθοδήγηση και τις συζητήσεις στα θέματα που προκύπτανε ανά διαστήματα κατά την εκπόνηση της Διδακτορικής Διατριβής και τον Καθηγητή Χρήστο Πικριδά του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης για την καθοδήγησή του στο γεωδαιτικό κομμάτι της Διδακτορικής Διατριβής και την παροχή των πρωτογενών δεδομένων, χωρίς τη χρήση των οποίων θα ήταν αδύνατη η εκπόνησή της.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω το κάθε μέλος της Εξεταστικής Επιτροπής ξεχωριστά, την Καθηγήτρια Ελευθερία Παπαδημητρίου του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης, τον Καθηγητή Αριστείδη Φωτίου του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης, τον Αναπληρωτή Καθηγητή Ιωάννη Παπανικολάου του Τμήματος Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής Μηχανικής του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών και τον Επίκουρο Καθηγητή Αντώνιο Μουρατίδη του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης για την άμεση ανταπόκρισή και συμμετοχή τους ως μέλη της Εξεταστικής Επιτροπής, καθώς και για τις επισημάνσεις – διορθώσεις, οι οποίες βελτίωσαν τα τελικό κείμενο της Διδακτορικής Διατριβής.

Επίσης, από τον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης θα ήθελα να ευχαριστήσω την Καθηγήτρια Δέσποινα Κοντοπούλου για τη συνεργασία σε θέματα περιστροφών, την Καθηγήτρια Ελευθερία Παπαδημητρίου και τον Καθηγητή Βασίλειο Καρακώστα για τη συνεργασία στο σεισμό της Λέσβου.

Από τον Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Αναπληρωτή Καθηγητή Βασίλειο Μέλφο και τον Υποψήφιο

Διδάκτορα Χρήστο Στεργίου για τη συνεργασία σε θέματα τεκτονικής και μεταλλοφορίας.

Από το Εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας και Υδρογεωλογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή Κωνσταντίνο Βουδούρη και τον Διδάκτορα Νεραντζή Καζάκη για τη συνεργασία σε θέματα τεκτονικής και υδρογεωλογίας και την Διδάκτορα Μαρία Παπαχρήστου για τη συνεργασία σε θέματα τεκτονικής και γεωθερμίας.

Από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Διευθυντή Ερευνών Βασίλειο Καραστάθη και τον Υποψήφιο Διδάκτορα Ευάγγελο Μουζακιώτη για τη συνεργασία στο σεισμό της Κω.

Από το Τμήμα Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Υποψήφιο Διδάκτορα Στυλιανό Μπίθαρη για τη συνεργασία σε θέματα τεκτονικής και γεωδαισίας.

Από την Ελληνική Αρχή Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (ΕΑΓΜΕ) θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Διδάκτορα Σωτήριο Σμπόρα για τη συνεργασία στο σύνολο σχεδόν της ερευνητικής δραστηριότητάς μου.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω το σύνολο των μελών ΔΕΠ και ΕΔΙΠ του Τομέα Γεωλογίας και ιδιαίτερα τα άτομα με τα οποία συνεργάστηκα στη διδασκαλία των εργαστηρίων και συγκεκριμένα την Διδάκτορα Ευφημία Θωμαΐδου, τον Διδάκτορα Μάνο Κατριβάνο, τον Διδάκτορα Γεώργιο Γεωργιάδη και την Υποψήφια Διδάκτορα Άντρη Βαρνάβα.

Ιδιαίτερα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους καθηγητές μου, οι οποίοι μου δίδαξαν την εργασία υπαίθρου και πιο συγκεκριμένα τον Ομότιμο Καθηγητή Αδαμάντιο Κίλια, τον Ομότιμο Καθηγητή Σπυρίδων Παυλίδη και τον Αναπληρωτή Καθηγητή Αλέξανδρο Χατζηπέτρο.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους μου και την οικογένειά μου, τον πατέρα μου Γεώργιο, τη μητέρα μου Δήμητρα και τις αδελφές μου Παρασκευή και Ασημίνα, χωρίς την υποστήριξη των οποίων δε θα ολοκληρωνόταν η παρούσα διατριβή και γι αυτό το λόγο τους την αφιερώνω.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο σκοπός της παρούσας διατριβής είναι ο συνδυασμός των επιστημονικών πεδίων της ενεργού τεκτονικής και της δορυφορικής γεωδαισίας. Ειδικότερα, πραγματοποιείται η μελέτη της παραμόρφωσης του ανώτερου φλοιού του ελληνικού χώρου με τη χρήση πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων, τα οποία λαμβάνονται από μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS, ενώ ταυτόχρονα τα αποτελέσματα της γεωδαιτικής επεξεργασίας συνδυάζονται με τεκτονικά ενεργές δομές του ελληνικού χώρου. Επιπρόσθετα, πραγματοποιείται η διαίρεση του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού, βάσει της γεωλογικής, της γεωδαιτικής και της συνδυαστικής προσέγγισης, καθένα εκ των οποίων χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένη τεκτονική συμπεριφορά, ενώ στη συνέχεια πραγματοποιείται η σύγκριση του συνόλου των εξαγόμενων μοντέλων με αντίστοιχα μοντέλα σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρο. Επιπλέον, πραγματοποιείται η εφαρμογή της δορυφορικής γεωδαισίας στις περιπτώσεις πρόσφατων, ισχυρών σεισμών (Λέσβος και Κως, 2017).

Ο ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται από σημαντική γεωτεκτονική και γεωδυναμική δραστηριότητα και ειδικότερα από έντονη νεοτεκτονική (εφελκυστική και συμπιεστική) δράση, η οποία εκφράζεται με τα ενεργά ρήγματα και τις ενεργές ρηξιγενείς ζώνες. Η Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS) αποτελεί την πληρέστερη βάση δεδομένων του ελληνικού χώρου και βάσει αυτής πραγματοποιήθηκε ο διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού με γεωλογικά κριτήρια (γεωλογική προσέγγιση). Από το συγκεκριμένο διαχωρισμό προσδιορίστηκαν 50 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού, καθένα εκ των οποίων περιγράφεται αναλυτικά.

Η ολοκλήρωση της γεωλογικής προσέγγισης ακολουθείται από την αντίστοιχη γεωδαιτική. Αρχικά, πραγματοποιείται η περιγραφή του δικτύου των μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS/GNSS (159 μόνιμοι σταθμοί) και των πρωτογενών γεωδαιτικών αποτελεσμάτων, τα οποία προέρχονται από την επεξεργασία πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων (χρονική περίοδος καταγραφής: 2008 – 2014, ρυθμός παρατήρησης: 30 δευτερόλεπτα επί 24ωρου βάσεως, πλαίσιο αναφοράς: ETRF2000 – European Terrestrial Reference Frame 2000, θεωρώντας σταθερή την Ευρασία), ενώ στη συνέχεια ακολουθεί η αναλυτική περιγραφή των λογισμικών πακέτων, τα οποία διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: 1) τα λογισμικά πακέτα, τα οποία βασίζονται στη

μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και 2) τα λογισμικά πακέτα, τα οποία βασίζονται στη μέθοδο του τριγωνισμού. Βάσει της σύγκρισής τους, το λογισμικό GPS triangular calculator θεωρήθηκε ως το καταλληλότερο για την επεξεργασία των πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων.

Η εφαρμογή του λογισμικού GPS triangular calculator οδήγησε στον υπολογισμό 5 παραμέτρων, οι οποίες είναι οι εξής: 1) Μέγιστη (MAHE) και Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, 2) Συνολική Ταχύτητα (TV), 3) Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), 4) Περιοχική Παραμόρφωση (AS) και 5) Περιστροφή (Rot), ενώ για τα αποτελέσματα της καθεμίας πραγματοποιήθηκε γεωστατιστική ανάλυση (μέθοδος παρεμβολής), προκειμένου να προσδιοριστεί η χωρική κατανομή τους. Για την αναλυτικότερη μελέτη των αποτελεσμάτων θεωρήθηκε απαραίτητος ο διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε μικρότερα τμήματα (για το καθένα ξεχωριστά υπολογίστηκαν οι παραπάνω παράμετροι), τα οποία είναι τα εξής: 1) Πελοπόννησος, 2) Κορινθιακός Κόλπος, 3) Ιόνιο Πέλαγος, 4) Θεσσαλία, 5) Ήπειρος, 6) Δυτική Μακεδονία, 7) Κεντρική Μακεδονία, 8) Ανατολική Μακεδονία – Θράκη, 9) Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος, 10) Νότιο Αιγαίο Πέλαγος και 11) Κρήτη. Για την κάθε περιοχή προσδιορίστηκαν οι κυριότερες, ενεργές τεκτονικές δομές και το τεκτονικό καθεστώτος, ενώ επιπρόσθετα, βάσει των εξαγόμενων αποτελεσμάτων των παραμέτρων, πραγματοποιήθηκε ο διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε 10 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού με γεωδαιτικά κριτήρια (γεωδαιτική προσέγγιση).

Λαμβάνοντας υπόψη τους δύο διαφορετικούς τύπους (γεωλογικό και γεωδαιτικό) διαχωρισμού του ελληνικού χώρου, προσδιορίστηκε ο τελικός – οριστικός διαχωρισμός, ο οποίος χαρακτηρίζεται από 5 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε η σύγκρισή του με τα σημαντικότερα και πιο πρόσφατα μοντέλα σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου.

Επιπρόσθετα, θεωρήθηκε απαραίτητη η μελέτη της ενεργού τεκτονικής και του τεκτονικού καθεστώτος σε δύο περιπτωσιολογικές μελέτες πρόσφατων, ισχυρών σεισμών (Λέσβος – Ιούνιος 2017, Κως – Ιούλιος 2017), βάσει των αποτελεσμάτων της δορυφορικής γεωδαισίας, οδηγώντας στην εκτίμηση της επιφανειακής παραμόρφωσης, η οποία προκλήθηκε λόγω των σεισμικών γεγονότων.

Κατά την ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής επιβεβαιώθηκαν οι κυρίαρχες τεκτονικές δομές του ελληνικού χώρου, ενώ ταυτόχρονα αναδείχθηκαν περιοχές αξιοσημείωτης τεκτονικής δραστηριότητας. Ταυτόχρονα, η ερμηνεία των γεωδαιτικών αποτελεσμάτων υπέδειξε την δράση και των τριών τύπων παραμορφώσεων του ανώτερου φλοιού του ελληνικού χώρου, οι οποίες συνδέονται με ρηξιγενείς ζώνες κανονικών ρηγμάτων, ανάστροφων ρηγμάτων και οριζόντιας μετατόπισης, ενώ επιπρόσθετα αναδείχθηκε ο σημαντικός ρόλος της δορυφορικής γεωδαισίας στη μελέτη της ενεργού τεκτονικής.

ABSTRACT

The objective of this dissertation is the combination of active tectonics and satellite geodesy. In particular, the upper crust deformation is determined, implementing primary geodetic data, recorded by permanently installed GPS/GNSS stations, while the geodetically processed results are directly combined with tectonically active structures, located within Greek region. Moreover, the division of Greek area into independent, upper crust, tectonic blocks is performed (geological, geodetic and combined approach), while each of them is characterized by a typical tectonic behavior. Then, the total of extracted models is compared with the corresponding seismic zonation models of Greek region. In addition, the satellite geodesy implementation is performed in two case studies of recent and strong earthquakes (Lesvos Island and Kos Island, 2017).

The Greek area shows significant geotectonic and geodynamic activity, expressed by neotectonics (extensional and compressional regimes), while the neotectonic activity is represented by active faults or active fault zones. The Greek Database of Seismogenic Sources (GreDaSS) is a reliable database of active faults and fault zones, applied for the division of Greek region into independent, upper crust, tectonic blocks, based on geological criteria (geological approach). This division led to the determination of 50 independent, upper crust, tectonic blocks, while each of them is described in detail.

Geological data have been bolstered with geodetic data. Initially, the permanently installed GPS/GNSS stations network (159 permanent stations) is described, as well as the primary geodetic results, derived from primary geodetic data processing (recording time-period: 7 consecutive years, 2008 - 2014 , observation rate: 30 seconds on a 24-hour basis, reference frame: ETRF2000 - European Terrestrial Reference Frame 2000, considering Eurasia stable). Then, the two types of software packages, applied for the geodetic data processing, are described: 1) software packages, based on the least square methodology and 2) software packages, based on the triangulation methodology. The software packages comparison indicated that the GPS triangular calculator software is more suitable for the primary geodetic data processing.

During the GPS triangular calculator software implementation, five parameters have been extracted such as: 1) Maximum (MAHE) and Minimum (MIHE) Horizontal Extension, 2) Total Velocity (TV), 3) Maximum Shear Strain (MSS), 4) Area Strain (AS) and 5) Rotation (Rot). Each of these outcomes has been geostatistically analyzed,

by applying interpolation techniques for determining their spatial distribution. For obtaining higher spatial resolution and facilitating our processing, the Greek area has been divided into ten parts (for each of them the above parameters were separately calculated): 1) Peloponnese, 2) Corinth Gulf, 3) Ionian Sea, 4) Thessaly, 5) Epirus, 6) Western Macedonia, 7) Central Macedonia, 8) Eastern Macedonia – Thrace, 9) North Aegean Sea, 10) South Aegean Sea and 11) Crete. The major, active tectonic structures were determined for each of the aforementioned parts, while based on the extracted parameter results, the division of the Greek area into 10 independent, upper crust, tectonic blocks was carried out, implementing geodetic criteria (geodetic approach).

Taking into consideration the two different division types (geological and geodetic) of the Greek area into independent, upper crust, tectonic blocks, the final division was determined, comprising of 5 independent, upper crust, tectonic blocks. Then, it was compared with the most significant seismic zonation models, proposed for the Greek area.

Moreover, the tectonic activity and tectonic regime were examined for two different case studies of recent and strong earthquakes (Lesvos Island – June 2017, Kos Island – July 2017), based on the satellite geodesy results, leading to the determination of surface deformation, caused by these seismic events.

The major conclusions of this dissertation include the confirmation of significant structures tectonic activity, located within the Greek area, as well as the highlighting of specific regions of remarkable tectonic activity. At the same, the geodetic data analysis indicated all three upper crust deformation types of Greek area, related to normal, reverse and strike-slip faulting, confirming the significant role of satellite geodesy, during the active tectonics study.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΣΚΟΠΟΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η Ελλάδα χαρακτηρίζεται ως η πιο ενεργή τεκτονικά περιοχή της Ευρώπης και μία από τις ενεργότερες τεκτονικά παγκοσμίως, γεγονός το οποίο εκδηλώνεται με την παρουσία συχνών και καταστροφικών σεισμικών φαινομένων. Τα δομικά στοιχεία εκδήλωσης της ενεργού τεκτονικής είναι τα ενεργά ρήγματα, τα οποία συνήθως σχηματίζουν χαρακτηριστικές ρηξιγενείς ζώνες. Η παρουσία τους πολλές φορές συνοδεύεται από έντονες επιφανειακές παραμορφώσεις, οι οποίες διαφοροποιούνται με την πάροδο του χρόνου.

Οι μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (Global Positioning System/Global Navigation Satellite System) παρέχουν πληροφορίες (γεωδαιτικά δεδομένα) σχετικά με την πιθανή αλλαγή της θέσης ενός σημείου κατά τη διάρκεια του διαστήματος μέτρησης και κατ' επέκταση για την επιφανειακή παραμόρφωση. Συνεπώς, η δράση των ενεργών ρηγμάτων αποτυπώνεται στις γεωδαιτικές μετρήσεις των σταθμών GPS/GNSS.

Με βάση τα παραπάνω, οι κύριοι στόχοι της παρούσας διατριβής είναι:

1) Διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού με βάση ενεργές ρηξιγενείς ζώνες (γεωλογικά κριτήρια), καθένα εκ των οποίων χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένη ομοιόμορφη τεκτονική συμπεριφορά.
2) Προσδιορισμός των κυριότερων τεκτονικών δομών και του τεκτονικού καθεστώτος ανά περιοχή του ελληνικού χώρου, βάσει μίας σειράς παραμέτρων, οι οποίες υπολογίζονται από τις καταγεγραμμένες ταχύτητες (γεωδαιτικά δεδομένα) των σταθμών GPS/GNSS.

3) Διαίρεση του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, βάσει των προαναφερόμενων παραμέτρων.

4) Τελικός – οριστικός διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, βάσει των συνδυαζόμενων αποτελεσμάτων του γεωλογικού και του γεωδαιτικού διαχωρισμού και σύγκριση του εξαγόμενου μοντέλου με τα μοντέλα της σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου.

5) Προσδιορισμός του σεισμικού ρήγματος, μοντελοποίηση της επιφανειακής παραμόρφωσης και σύγκρισή της με τα γεωδαιτικά αποτελέσματα κατά την εκδήλωση σεισμικών γεγονότων. Περιπτωσιολογικές μελέτες των πρόσφατων σεισμών της Λέσβου και της Κω (Ιούνιος και Ιούλιος 2017, αντίστοιχα).

1.2 ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΑ ΕΡΩΤΗΜΑΤΑ – ΥΠΟΘΕΣΕΙΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Η ομαδοποίηση των ενεργών ρηξιγενών ζωνών του ελληνικού χώρου κρίνεται απαραίτητη προκειμένου να επιτευχθεί η συγκριτική μελέτη μεταξύ των διαφόρων ομάδων. Κατά το πρώτο αυτό στάδιο εξετάζεται ο τρόπος διαχωρισμού του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, ο οποίος βασίζεται σε σειρά μία κοινών χαρακτηριστικών των συμπεριλαμβανομένων ρηξιγενών ζωνών, χαρακτηρίζοντας το εκάστοτε ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) από ένα συγκεκριμένο τεκτονικό καθεστώς που είναι κοινό σε ολόκληρη την έκτασή του. Συνεπώς, ο συγκεκριμένος διαχωρισμός βασίζεται σε αμιγώς γεωλογικά κριτήρια.

Το δεύτερο στάδιο περιλαμβάνει την επεξεργασία των επιφανειακών ταχυτήτων, οι οποίες προέκυψαν κατά την ανάλυση πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων. Η καταγραφή αυτών των δεδομένων πραγματοποιήθηκε από ένα δίκτυο 159 μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS/GNSS για επτά συναπτά έτη (2008 – 2014), ενώ η λειτουργία των σταθμών ήταν 24-ωρη και οι καταγραφές πραγματοποιούνταν ανά 30 δευτερόλεπτα. Η επεξεργασία των συγκεκριμένων δεδομένων οδήγησε στην εξαγωγή πέντε ποσοτικών παραμέτρων: α) τη Μέγιστη (MAHE) και Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, β) τη Συνολική Ταχύτητα (TV), γ) τη Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), δ) την Περιοχική Παραμόρφωση (AS) και ε) την Περιστροφή (Rot). Με βάση τις συγκεκριμένες παραμέτρους επιχειρείται αφενός ο προσδιορισμός των κυριότερων ρηξιγενών ζωνών και του τεκτονικού καθεστώτος ανά περιοχή, ολόκληρου του ελληνικού χώρου, και αφετέρου η εφαρμογή ενός νέου τρόπου διαχωρισμού της περιοχής μελέτης με αμιγώς γεωδαιτικά κριτήρια.

Κατά το τρίτο στάδιο εξετάζεται ο τελικός – οριστικός διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, λαμβάνοντας υπόψη το γεωλογικό και το γεωδαιτικό διαχωρισμό που έχει προηγηθεί, ενώ ταυτόχρονα επιχειρείται η σύγκρισή του με τα μοντέλα σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου.

Στο τέταρτο στάδιο εξετάζεται περιπτωσιολογικά ο τρόπος δράσης της επιφανειακής παραμόρφωσης, η οποία προκλήθηκε από πρόσφατους, ισχυρούς σεισμούς. Ειδικότερα, έχοντας προσδιορίσει τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του σεισμικού ρήγματος, με βάση τη μετασεισμική ακολουθία και το τεκτονικό καθεστώς, υπολογίζεται και μοντελοποιείται η επιφανειακή παραμόρφωση, εκφραζόμενη από τη μετατόπιση εκατέρωθεν του ρήγματος. Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη τις καταγεγραμμένες ταχύτητες από τους σταθμούς GPS/GNSS, καθίσταται δυνατή η εκτίμηση της μετατόπισης της θέσης του κάθε σταθμού και συνεπώς πραγματοποιείται η σύγκριση μεταξύ της μοντελοποιημένης (γεωλογική εκτίμηση) και της καταγεγραμμένης (γεωδαιτική εκτίμηση) επιφανειακής παραμόρφωσης. Ο προαναφερόμενος τρόπος εξέτασης εφαρμόζεται στα πρόσφατα σεισμικά γεγονότα της Λέσβου (Ιούνιος 2017) και της Κω (Ιούλιος 2017).

1.3 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Για την απάντηση των ερευνητικών ερωτημάτων της προηγούμενης παραγράφου προτείνεται μία συγκεκριμένη μεθοδολογία εκτέλεσης, δομημένη σε διακριτά στάδια. Παρακάτω περιγράφονται συνοπτικά τα ερευνητικά στάδια:

- Στάδιο 1: α) Προπαρασκευαστικές δράσεις – β) Διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού με βάση γεωλογικά κριτήρια.

  α) Οι δράσεις αυτές στοχεύουν στη συλλογή των υπαρχόντων δεδομένων και την προετοιμασία διαχείρισής τους. Πραγματοποιείται η συλλογή βιβλιογραφίας, καθώς και η εξασφάλιση των βάσεων δεδομένων ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου (π.χ. Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων – Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS). Επιπρόσθετα, πραγματοποιείται η διαχείριση των γεωδαιτικών δεδομένων (π.χ.

χωρική κατανομή των μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS/GNSS στον ελληνικό χώρο).

β) Η ολοκλήρωση των προπαρασκευαστικών δράσεων ακολουθείται από τη χρήση των γεωλογικών δεδομένων της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), η οποία συνδυαζόμενη με τη βιβλιογραφική έρευνα, οδηγούν αφενός στην ομαδοποίηση των ενεργών ρηγμάτων και αφετέρου στον προσδιορισμό των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών (blocks) του ανώτερου φλοιού. Το καθένα από τα αυτά τα τεκτονικά τεμάχη (blocks) χαρακτηρίζεται από ένα κοινό τεκτονικό καθεστώς σε ολόκληρη την έκτασή του, τα οποίο αποτελεί το κριτήριο διαχωρισμού του από τα γειτονικά τεμάχη (blocks). Το στάδιο αυτό ολοκληρώνεται με τη σχεδίαση του συγκεκριμένου (γεωλογικού) μοντέλου των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών (blocks).

- Στάδιο 2: Προσδιορισμός των κυριότερων τεκτονικών στοιχείων - τεκτονικού καθεστώτος ανά περιοχή – Διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) με βάση γεωδαιτικά κριτήρια.

Το συγκεκριμένο στάδιο είναι το σημαντικότερο της παρούσας διατριβής και περιλαμβάνει την αξιοποίηση των πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων, η οποία πραγματοποιείται με τη χρήση μίας σειράς λογισμικών. Ειδικότερα, τα προτεινόμενα λογισμικά είναι τα εξής: α) grid_strain, β) GeoStrain software και γ) GPS triangular calculator. Η αξιολόγηση των εξαγόμενων αποτελεσμάτων του συνόλου των προαναφερόμενων λογισμικών, οδήγησε στην τελική επιλογή λογισμικού, στα αποτελέσματα του οποίου βασίστηκε η γεωλογική ερμηνεία.

Το λογισμικό GPS triangular calculator θεωρήθηκε το καταλληλότερο για την επεξεργασία των γεωδαιτικών δεδομένων και βασίζεται στη μέθοδο τριγωνισμού των σταθμών GPS/GNSS. Ειδικότερα, οι σταθμοί και οι ταχύτητές τους συνδυάζονται ανά τρεις, σχηματίζοντας ένα τρίγωνο, για το βαρύκεντρο του οποίου υπολογίζονται οι πέντε ποσοτικές παράμετροι του ανώτερου φλοιού, οι οποίες προαναφέρθηκαν. Η κάθε παράμετρος εξετάζεται χωριστά ανά περιοχή και με βάση τις τιμές και τη χωρική τους κατανομή, η οποία πραγματοποιείται με τη μέθοδο της παρεμβολής (Interpolation – Kriging) επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός των τεκτονικών δομών – τεκτονικού καθεστώτος και η διαίρεση του περιοχής μελέτης σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks).

- Στάδιο 3: α) Τελικός – οριστικός διαχωρισμός και β) Σύγκριση με τα μοντέλα σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου.

Λαμβάνοντας υπόψη το γεωλογικό και το γεωδαιτικό διαχωρισμό του ελληνικού χώρου και με βάση τη μεταξύ τους αλληλοεπικάλυψη πραγματοποιείται ο οριστικός διαχωρισμός σε ανεξάρτητα τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού. Ο τελικός – οριστικός διαχωρισμός συγκρίνεται με τα ήδη υπάρχοντα μοντέλα σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου, επισημαίνοντας τις ομοιότητες και τις διαφορές.

- Στάδιο 4: Εκτίμηση της επιφανειακής παραμόρφωσης που προκλήθηκε από την πρόσφατη δράση σεισμικών ρηγμάτων.

Για την εφαρμογή του τέταρτου σταδίου προτείνεται η εφαρμογή του λογισμικού Coulomb 3.3, το οποίο παρέχει τη δυνατότητα υπολογισμού των επιφανειακών παραμορφώσεων με βάση το μοντέλο Okada. Ειδικότερα, η εφαρμογή του συγκεκριμένου μοντέλου επιτρέπει τον υπολογισμό της μετατόπισης που προκλήθηκε λόγω της ενεργοποίησης ενός σεισμικού ρήγματος. Επιπλέον, το συγκεκριμένο λογισμικό επιτρέπει τη μοντελοποίηση των καταγεγραμμένων από τους σταθμούς GPS μετατοπίσεων. Επιπρόσθετα, με την εφαρμογή του λογισμικού Coulomb 3.4 επιτυγχάνεται η εκτίμηση της μεταβολής της διατμητικής τάσης, της κάθετης τάσης και της τάσης Coulomb. Η συγκεκριμένη διαδικασία εφαρμάζεται στις περιπτώσεις των δύο πρόσφατων σεισμικών γεγονότων της Λέσβου (Ιούνιος 2017) και της Κω (Ιούλιος 2017).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

2.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ

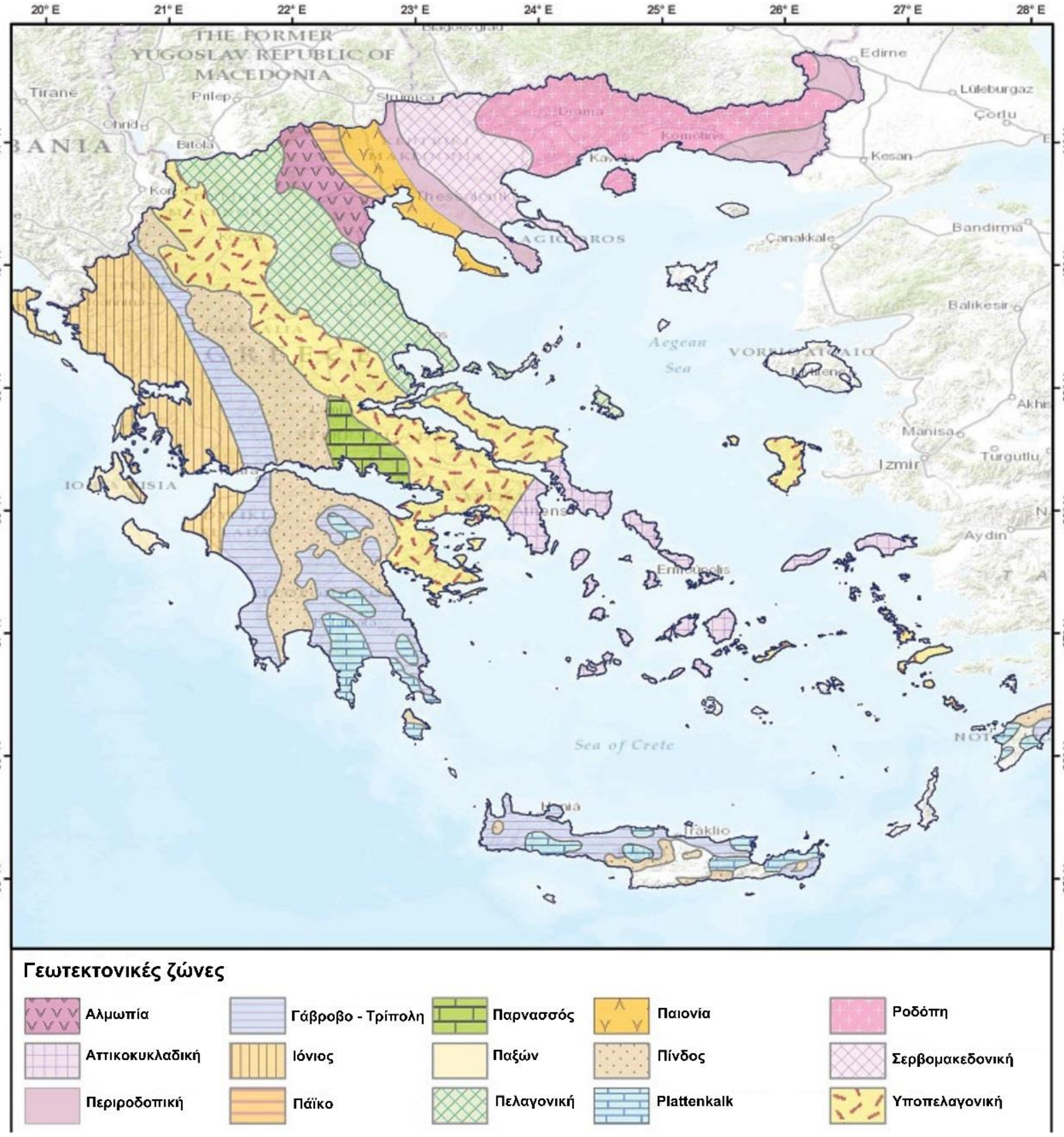
Το γεωτεκτονικό καθεστώς της περιοχής του Αιγαίου και η εξέλιξή του ξεκινούν κυρίως κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού, όταν η προς τα νοτιοδυτικά μετανάστευση της Αλπικής ορογενετικής διαδικασίας, η οποία χαρακτηρίζεται από έντονη συμπιεστική τεκτονική, προκάλεσε διαδοχικές υποβυθίσεις των ωκεάνιων λεκανών της Τηθύος, παράγοντας μία σειρά πολλών τεκτονικών καλυμμάτων (Aubouin, 1959; Brunn, 1956; Dewey et al., 1973; Godfriaux, 1968; Mercier, 1968; Moix et al., 2008; Mountrakis, 1984, 1986; Robertson & Dixon, 1984; Sboras et al., 2017; Şengör & Yilmaz, 1981; Smith, 1971; Smith & Moores, 1974; Stampfli & Hochard, 2009). Διάφορα μοντέλα έχουν προταθεί στο πλαίσιο ερμηνείας των τεκτονικών πλακών υποστηρίζοντας την τεκτονική και την παλαιογεωγραφική εξέλιξη της Τηθύος και την τοποθέτηση των οφειόλιθων, τα περισσότερα εκ των οποίων αναλύονται από τους Robertson et al. (1996), καθώς επίσης και από αρκετούς άλλους ερευνητές (Bortolotti & Principi, 2005; Dercourt et al., 1986; Dewey et al., 1973; Garfunkel, 2004; Jacobshagen, 1994; Mountrakis, 1984; Mountrakis et al., 2006; Papanikolaou, 2009; Ricou et al., 1986; Robertson & Dixon, 1984; Robertson et al., 1991; Smith & Spray, 1984; Smith & Woodcock, 1976; Stampfli et al., 1991; Stampfli & Borel, 2002; Stampfli & Hochard, 2009; Steininger & Rögl, 1984; van Hinsbergen et al., 2005). Με βάση την παλαιογεωγραφική και την τεκτονική δομή της, η περιοχή του Αιγαίου διαιρείται σε αρκετές τεκτονικές – γεωτεκτονικές ζώνες (Εικόνα 2.1.1).

Σύμφωνα με τον Mountrakis (1985, 2010), οι συγκεκριμένες ζώνες χαρακτηρίζονται από τη βαθμιαία δημιουργία τεκτονικών τάφρων των διαφόρων ηπειρωτικών τεμαχών από την Γκοντβάνα κατά την έναρξη του Μεσοζωικού, την ανεξάρτητη κίνησή τους προς την Ευρασία, η οποία δημιουργεί ένα νέο ωκεάνιο φλοιό στο πίσω τμήμα τους και την τελική τους σύγκλιση με την Ευρασία κατά τη διάρκεια του τέλους του Μεσοζωικού (Sboras et al., 2017). Επιπλέον πληροφορίες σχετικά με τη λιθοστρωματογραφία και τη δομή των Ελληνίδων παρουσιάζονται στη μελέτη των Smith and Moores (1974). Οι τεκτονικές ζώνες, από τα ανατολικά προς τα δυτικά, είναι οι εξής (Εικόνα 2.1.1):

1) Η Ελληνική Ενδοχώρα. Η μάζα της Ροδόπης και η Σερβομακεδονική μάζα αντιπροσωπεύουν τον παλαιό ηπειρωτικό φλοιό, ο οποίος επηρεάστηκε από τον Αλπικό μεταμορφισμό. Οι δύο ζώνες χαρακτηρίζονται από την παρουσία κρυσταλλικών πετρωμάτων, τα οποία φέρουν περιορισμένες νηριτικές αποθέσεις και γρανιτικές διεισδύσεις ηλικίας Άνω Ηώκαινου – Κάτω Ολιγόκαινου.

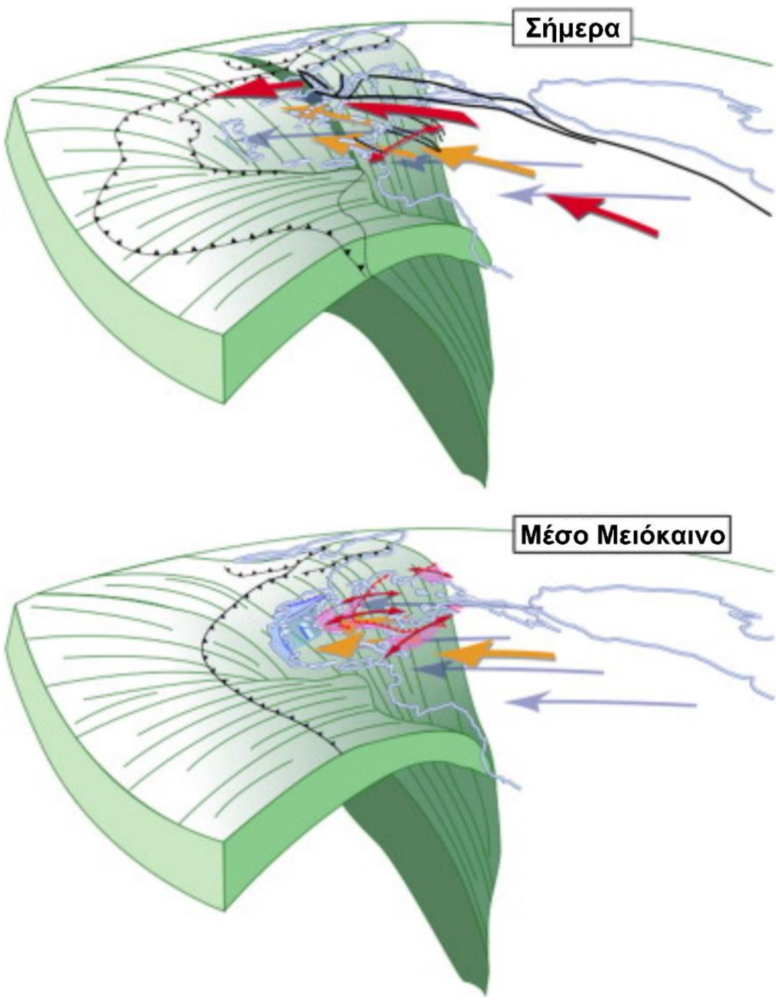
2) Οι Εσωτερικές Ελληνίδες. Η Περιροδοπική ζώνη αντιπροσωπεύει την ηπειρωτική κατωφέρεια της Ελληνικής Ενδοχώρας προς τον ωκεανό, ο οποίος κατέληγε σε μία τάφρο λάμβανε χώρα η υποβύθιση του ωκεανού της Τηθύος. Η γενική Αλπική λιθοστρωματογραφική ακολουθία περιλαμβάνει ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις, θαλάσσιες αποθέσεις που καταλήγουν σε ιζήματα βαθιάς θάλασσας προς τα δυτικά και σχηματισμούς φλύσχη. Η ζώνη Αξιού αντιστοιχεί στον ωκεανό της Υηθύος που χαρακτηρίζεται από την παρουσία ιζημάτων βαθιάς θάλασσας και επωθημένους οφειόλιθους. Η Πελαγονική ζώνη θεωρείται ως ένα τμήμα της Κιμμερικής μικροπλάκας και αποτελείται από νηριτικά ιζήματα. Οι πιο χαρακτηριστικές λιθολογικές μονάδες της Υποπελαγονικής ζώνης είναι οι επωθημένοι οφειόλιθοι. Αυτήν η ζώνη θεωρείται ως η ηπειρωτική κατωφέρεια της Κιμμερικής ηπείρου προς τον ωκεανό, τα ιζήματα της οποίας σχηματίζουν τη ζώνη της Πίνδου. Οι δύο ζώνες αποτελούνται από θαλάσσιες αποθέσεις, οι οποίες παρουσιάζουν μία προοδευτική βάθυνση της θάλασσας προς τα δυτικά.

3) Οι Εξωτερικές Ελληνίδες. Αντιστοιχούν σε ένα νηριτικό, ηπειρωτικό, θαλάσσιο αποθετικό περιβάλλον, το οποίο θεωρείται ως τμήμα της μικροπλάκας της Απουλίας, και αποτελούνται από τις ζώνες Παρνασσού – Γκιώνας, Ολωνού – Πίνδου, Γαβρόβου – Τρίπολης, Ιόνιος (Αδριατικοϊόνιος) και Παξών (Προαπουλία). Μία σημαντική παλαιογεωγραφική διαφορά της Ιόνιου (Αδριατικοϊόνιου) ζώνης είναι το γεγονός ότι κατά τη διάρκεια του Μέσο – Άνω Ιουρασικού διαμορφώθηκε ως μία ενδοηπειρωτική λεκάνη με πελαγικά ιζήματα. Σύμφωνα με τους Doutsos et al. (2006), κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού σχηματίστηκαν τρεις κύριες δομές τεκτονικής τάφρου στο ανατολικό περιθώριο της ηπείρου της Απουλίας και επανενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς ως ενδοηπειρωτικές επωθήσεις.



Εικόνα 2.1.1. Γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων (τροποποιημένο από Mountrakis, 1985).

Στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου έχουν λάβει χώρα αρκετές συμπιεστικές και εκτατικές φάσεις παραμόρφωσης, οι οποίες αναλύονται σε πολλές μελέτες (Çemen et al., 2006; Jolivet et al., 2013; Ring et al., 2010; Sengör & Yilmaz, 1981; van Hinsbergen & Schmid, 2012). Η Αλπική ορογενετική διαδικασία χαρακτηρίζεται από δύο συμπιεστικά στάδια (Mountrakis, 2006). Ειδικότερα, το πρώτο στάδιο έλαβε χώρα κατά το Άνω Ιουρασικό και το Κρητιδικό με την υποβύθιση της Μεσο-Τηθύος, ενώ το δεύτερο έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Παλαιογενούς (Ηώκαινο – Ολιγόκαινο – Μειόκαινο) με την τελική ηπειρωτική σύγκλιση της μικροπλάκας της Απουλίας με την Ευρασία. Επιπρόσθετα, η συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων και η πάχυνση του φλοιού αποδίδονται στο δεύτερο Αλπικό στάδιο. Η ευρύτερη περιοχή της οροσειράς της Πίνδου χαρακτηρίζεται, πράγματι, από ένα παχύ κάλυμμα προοδευτικά επαναλαμβανόμενων, ανθρακικών, ιζηματογενών στρώσεων. Η ακόλουθη μετα-Αλπική τεκτονική και τα αποτελέσματά της παρατηρούνται πάνω στις Αλπικές δομές, οι οποίες είναι κληρονομημένες δομές που θεωρούνται νεοτεκτονικές ή τεκτονικά ενεργές. Ωστόσο, το όριο μεταξύ των Αλπικών και των μετα-Αλπικών παραμορφώσεων δεν είναι ορατό. Ενώ το ορογενετικό μέτωπο έφτανε στο δυτικότερο μέρος της Ελλάδας στο Μέσο Μειόκαινο, η νεοτεκτονική και ιδιαίτερα το σημερινό καθεστώς άρχισε να αναπτύσσεται πίσω από αυτό με την ζώνη υποβύθισης του σημερινού Ελληνικού τόξου να μεταναστεύει προς τα νότια. Ως εκ τούτου, η συμπίεση έδωσε προοδευτικά τη θέση της στην έκταση, πιθανότατα προκαλούμενη από βαρυτική κατάρρευση ή από ολίσθηση προς τα πίσω της Αφρικανικής πλάκας κάτω από το τόξο του Νότιου Αιγαίου (Caputo & Pavlides, 1993; Doutsos et al., 1994; Gürer et al., 2001; Jolivet & Brun, 2010; Mountrakis, 2006; Purvis & Robertson, 2004), οδηγώντας σε λέπτυνση του φλοιού και συνεπώς την εκταφή πυρήνων (core complex) και κανονικών ρηγμάτων ρηγμάτων, μικρής γωνίας κλίσης (detachment faults) στις περιοχές της Ροδόπης, των Κυκλάδων, του Menderes (Δυτική Τουρκία), της Κρήτης (Augier et al., 2015; Bonev & Beccaletto, 2007; Bozkurt, 2000; Brun & Sokoutis, 2007; Çiftçi & Bozkurt, 2009; Dilek et al., 2009; Dinter & Royden, 1993; Ersoy et al., 2014; Forster & Lister, 1999; Gautier & Brun, 1994; Jolivet et al., 1994; Kilias et al., 1994; Oner & Dilek, 2011; Ring et al., 2010; Schenker et al., 2012; van Hinsbergen, 2010; van Hinsbergen & Schmid, 2012), το σχηματισμό οπισθοτόξιων λεκανών (Boccaletti et al., 1974; Horvath et al., 1981), την έναρξη σχηματισμού τάφρων, όπως ο Κορινθιακός κόλπος (Armijo et al., 1996; Bell et al., 2009; Brooks et al., 2007; Collier & Dart, 1991; Doutsos & Piper, 1990; Jackson & McKenzie, 1983; Lazos et al., 2020; Moretti et al., 2003; Myrianthis, 1984; Ori, 1989; Sachpazi et al., 2003; Taylor et al., 2011), και των δομών τεκτονικών τάφρων – τεκτονικών κεράτων, όπως οι Α – Δ διεύθυνσης, παράλληλες τεκτονικές τάφροι της Δυτικής Τουρκίας (Angelier et al., 1981; Bozkurt, 2000; Çemen et al., 2008; Çiftçi & Bozkurt, 2009; Cihan et al., 2003; Cohen et al., 1995; Gürer et al., 2001; Yilmaz et al., 2000). Μία από τις πιο σημαντικές δομές της μεταορογενετικής, εκτατικής τεκτονικής είναι η Μεσοελληνική αύλακα, η οποία θεωρείται ως μία οπισθοτόξια (Papanikolaou et al., 1988) ή piggy-back λεκάνη (Doutsos et al., 1994; Vamvaka et al., 2006), αποτελούμενη από τουβιδίτες (φλυσχοειδής ακολουθία) στο κατώτερο τμήμα και από μία ακολουθία φλύσχη έως μολάσσα στο ανώτερο τμήμα (Brunn, 1956; Papanikolaou et al., 1988). Αυτήν η επιμηκυμένη αύλακα αναπτύσσεται από το Άνω Ηώκαινο έως το Άνω Μειόκαινο και τοποθετείται στη ραχοκοκαλιά των Ελληνίδων στη βορειοδυτική Ελλάδα, τρέχοντας παράλληλα τις Αλπικές ζώνες (Doutsos et al., 1994; Papanikolaou et al., 1988; Vamvaka et al., 2006). Η πρόσφατη γεωδυναμική εξέλιξη της περιοχής του Αιγαίου ξεκινάει βασικά από το Άνω Πλειόκαινο – Κάτω Πλειστόκαινο, όταν αναπτύχθηκε ένα περίπου Β – Ν εκτατικό καθεστώς του φλοιού (Mercier & Carey-Gailhardis, 1989), το οποίο αποτελεί ακόμη το ενεργό πρότυπο της τάσης στην εσωτερική περιοχή του Αιγαίου, όπως προκύπτει από μελέτες των ενεργών ρηγμάτων και την ανάλυση των μηχανισμών γένεσης των σεισμών (Kiratzi & Louvari, 2003; S. Pavlides et al., 1990). Ένα από τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά είναι η εξέλιξη του Ελληνικού τόξου (Εικόνα 2.1.2).



Εικόνα 2.1.2. Δύο τρισδιάστατες ανακατασκευές και κατευθύνσεις ροής στο μανδύα (μπλε βέλη), το ανώτερο (κόκκινα βέλη) και κατώτερο (πορτοκαλί βέλη) φλοιό της περιοχής του Αιγαίου πριν από την πρόσφατη διάτμηση της πλάκας κάτω από την τεκτονική τάφρο του Κορινθιακού και μετά (τροποποιημένο από Jolivet et al., 2013).

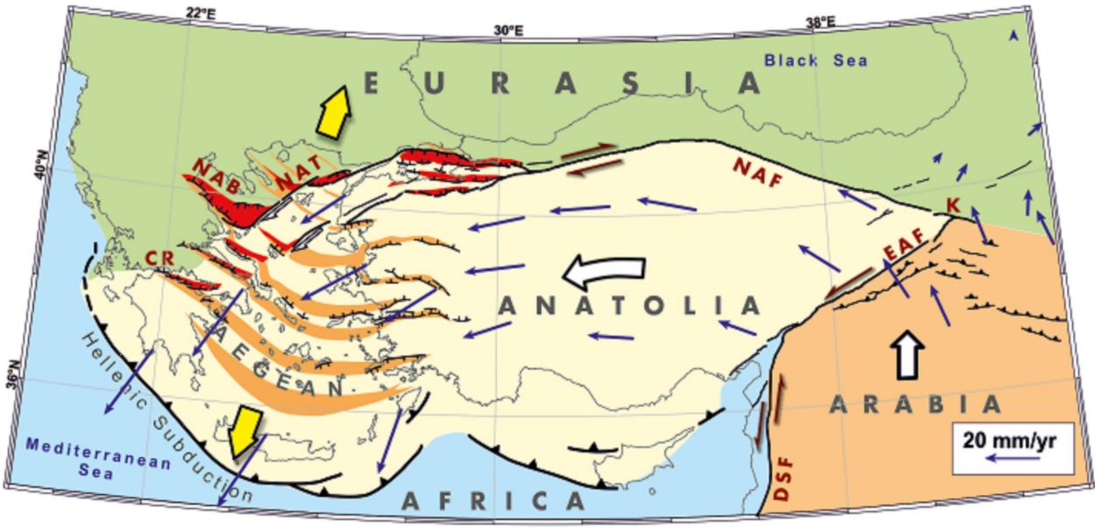
Σύμφωνα με τεκτονικές, σεισμολογικές και παλαιομαγνητικές έρευνες (Ersoy et al., 2014; Kissel et al., 1985; Kissel & Laj, 1988; Kondopoulou et al., 2011; Laj et al., 1982; Le Pichon & Angelier, 1979, 1981; Taymaz et al., 1991; van Hinsbergen et al., 2010; Walcott & White, 1998), το παρόν τεκτονικό καθεστώς με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την αντίστοιχη της Ευρασίας ξεκίνησε πριν από 13 εκατομμύρια χρόνια (Jolivet et al., 2013; Le Pichon & Angelier, 1979, 1981), και έχει υποστεί μία δεξιόστροφη περιστροφή γύρω από έναν πόλο, ο οποίος τοποθετείται νότια της Αδριατικής Θάλασσας.

2.2 ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ

2.2.1. Η περιοχή του Αιγαίου

Η ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου είναι από τις πιο τεκτονικά ενεργές περιοχές του μεσογειακού χώρου. Το τεκτονικό καθεστώς είναι πολύπλοκο, παράγοντας σεισμούς με πολλούς διαφορετικούς προσανατολισμούς P – T αξόνων και ρήγματα, τα οποία όσον αφορά τις διαστάσεις και την κινηματική τους, παρουσιάζονται κατά την κλίση (κανονικά, ανάστροφα, πλάγιας ολίσθησης), καθώς επίσης και κατά την παράταξη (Hatzfeld, 1999; Kiratzi & Louvari, 2003; Kokkalas et al., 2006; Lazos et al., 2020; Mountrakis, 2006; Müller et al., 2013; Nocquet, 2012; Papazachos & Kiratzi, 1996). Αυτήν η πρόσφατη εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από την κίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Εικόνα 2.2.1.1) (Armijo et al., 1996; Ersoy et al., 2014; Flerit et al., 2004; Jolivet, 2001; Nocquet, 2012; Philippon et al., 2014; Şengör et al., 1985; Şengör & Yilmaz, 1981), η οποία με τη σειρά της ωθεί τη μικροπλάκα του Αιγαίου προς τα νότια (Le Pichon et al., 1995; Le Pichon & Kreemer, 2010; McKenzie, 1978; Taymaz et al., 1991). Ειδικότερα, η συγκεκριμένη κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου οφείλεται σε μία σημαντική εφελκυστική συνιστώσα, χαρακτηριστική δράση της οποίας είναι η ετήσια απομάκρυνση της Θάσου κατά 15 – 20 χιλιοστά από τη Λήμνο και τη Λέσβο, η οποία οφείλεται στο μηχανισμό της οπισθοδρομούσας κίνησης (roll back) της ζώνης υποβύθισης (Royden, 1993). Αυτήν η οπισθοδρομούσα κίνηση θεωρείται ότι προκαλεί τον εφελκυσμό στο εσωτερικό του τόξου, οδηγώντας στη γενικότερη βύθιση του Αιγαίου (Royden and Papanikolaou, 2011). Συνεπώς, η κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου σχετίζεται με την ενεργή λιθοσφαιρική υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από το Ελληνικό τόξο (Jackson et al., 1992; Jolivet et al., 2013; McKenzie, 1978), η οποία σχημάτισε το Αιγαίο Πέλαγος από το Ολιγόκαινο

(Gautier et al., 1999; Jolivet & Brun, 2010; Le Pichon & Angelier, 1981). Ωστόσο, η τεκτονική του Αιγαίου μπορεί να περιγραφεί μερικώς, καθώς στο εσωτερικό τμήμα λαμβάνουν χώρα διαδικασίες πολύπλοκης παραμόρφωσης σύμφωνα με γεωλογικές, γεωδαιτικές, σεισμολογικές και παλαιομαγνητικές έρευνες (Angelier, 1979; Bradley et al., 2013; Ersoy et al., 2014; Hatzfeld, 1999; Kissel & Laj, 1988; Le Pichon & Kreemer, 2010; Müller et al., 2013; Nocquet, 2012; Papazachos, 1999; Papazachos et al., 2002; Pérouse et al., 2012; Taymaz et al., 2007; van Hinsbergen et al., 2005). Το πλεονέκτημα της τεχνολογίας των σταθμών GPS/GNSS και η ενίσχυση του σεισμογραφικού δικτύου έχουν συνεισφέρει σημαντικά στον ορισμό και την ποσοτικοποίηση των σχετικών κινήσεων των μικροπλακών, καθώς επίσης και στη μοντελοποίηση της συσσώρευσης του ρυθμού παραμόρφωσης στην περιοχή του Αιγαίου (Caporali et al., 2009; Cocard et al., 1999; El-Fiky, 2000; Floyd et al., 2010; Hollenstein et al., 2008; Jenny et al., 2004; Kahle et al., 2000; Lazos et al., 2020; Le Pichon & Kreemer, 2010; McClusky et al., 2000, 2003; Müller et al., 2013; Nyst & Thatcher, 2004; Özeren & Holt, 2010; Pérouse et al., 2012; Reilinger et al., 1997, 2006, 2010; Vernant et al., 2010).

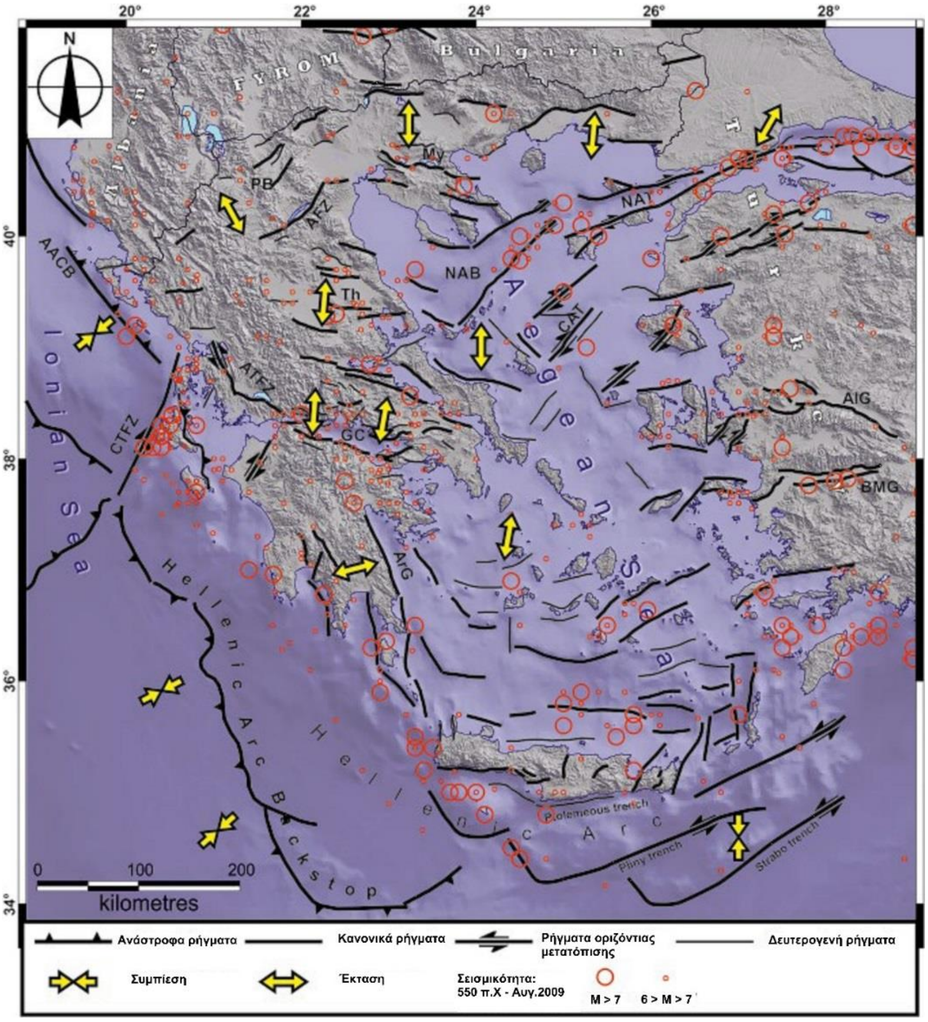


Εικόνα 2.2.1.1. Το τεκτονικό καθεστώς της Ανατολικής Μεσογείου, στο οποίο παρατηρείται η διαφυγή (προς τα δυτικά) του τεκτονικού τεμάχους (block) Ανατολίας – Αιγαίου από τη ζώνη σύγκλισης Αραβίας – Ευρασίας, κινούμενο προς την Ελληνική ζώνη υποβύθισης. Κατά τη συγκεκριμένη κίνηση, η Ευρασία θεωρείται ως σταθερό πλαίσιο αναφοράς (τροποποιημένο από Armijo et al., 1996).

Ως εκ τούτου, οι τρεις μεγάλης κλίμακας τεκτονικές δομές που κυριαρχούν στο Αιγαίο είναι (Εικόνα 2.2.1.1): (1) η Ελληνική ζώνη υποβύθισης, όπου η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται κάτω από το Αιγαίο, γεγονός το οποίο σχετίζεται με ένα συμπιεστικό πεδίο τάσεων σε ολόκληρο το τόξο (McKenzie, 1970), (2) η περιοχή του Εσωτερικού Αιγαιου, η οποία χαρακτηρίζεται από εκτενή, κυρίως Β – Ν διεύθυνσης, έκταση του φλοιού (Mercier, 1981), (3) η τάφρος του Βόρειου Αιγαίου, η οποία αντιπροσωπεύει ένα καθεστώς διεφελκυστικών τάσεων (Pavlides et al., 1990; Taymaz et al., 1991) λόγω της αλληλεπικάλυψης της δυτικής προέκτασης του καθαρά οριζόντιας μετατόπισης ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και της έκτασης του Αιγαίου (Koukouvelas & Aydin, 2002; Pavlides & Caputo, 1994).

2.2.1.1. Η περιοχή του Βόρειου Αιγαίου

Το ηπειρωτικό τμήμα της Βόρειας Ελλάδας βρίσκεται στο εσωτερικό τμήμα του Ελληνικού ορογενούς και αποτελείται από ζώνες που ανήκουν τόσο στις Εσωτερικές όσο και τις Εξωτερικές Ελληνίδες. Το σημερινό τεκτονικό καθεστώς χαρακτηρίζεται από ενδοηπειρωτική, θραυσιγενή παραμόρφωση (Εικόνα 2.2.1.1.1) (Mercier et al., 1989). Το κατά προσέγγιση Β – Ν διεύθυνσης εκτατικό καθεστώς τοποθετείται πάνω από τις ΒΔ – ΝΑ παράταξης, Κάτω Καινοζωικές οροσειρές της Ροδόπης και των Ελληνίδων (Doutsos et al., 1994; Jolivet & Brun, 2010).



Εικόνα 2.2.1.1.1. Τεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου, ο οποίος περιλαμβάνει τα ενεργά ρήγματα (σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων – GreDaSS), τον προσανατολισμό του πεδίου των τάσεων και τη σεισμικότητα (τροποποιημένο από Sboras et al., 2017).

Το σημερινό πρότυπο της τεκτονικής τάσης στην Βόρεια Ελλάδα έχει ενεργοποιηθεί από το Πλειστόκαινο (Mercier & Carey-Gailhardis, 1989; Mountrakis, 2006; Papazachos et al., 1991; Papazachos & Delibasis, 1969; Papazachos & Kiratzi, 1996; Pavlides & Mountrakis, 1987), παρουσιάζοντας μία έκταση του φλοιού (Εικόνα 2.2.1.1.1), η οποία ποικίλει από ΒΒΑ – ΝΝΔ στην Ροδόπη (Lyberis, 1984), Β – Ν έως ΒΒΔ – ΝΝΑ στην Κεντρική και Ανατολική Μακεδονία (Brooks & Williams, 1982; Lyberis, 1984; Mercier et al., 1983; Mercier & Carey-Gailhardis, 1989; Pavlides & Kilias, 1987; Vamvakaris et al., 2006; Voidomatis et al., 1990) και σχεδόν ΒΔ – ΝΑ στη Δυτική Μακεδονία (Mountrakis et al., 1998; Pavlides & Mountrakis, 1987). Το πρότυπο ρηγμάτωσης είναι σχεδόν κάθετο στο πεδίο τάσης, κόβοντας εγκάρσια τις παλαιότερες ΒΔ – ΝΑ Αλπικές δομές (Εικόνα 2.2.1.1.1).

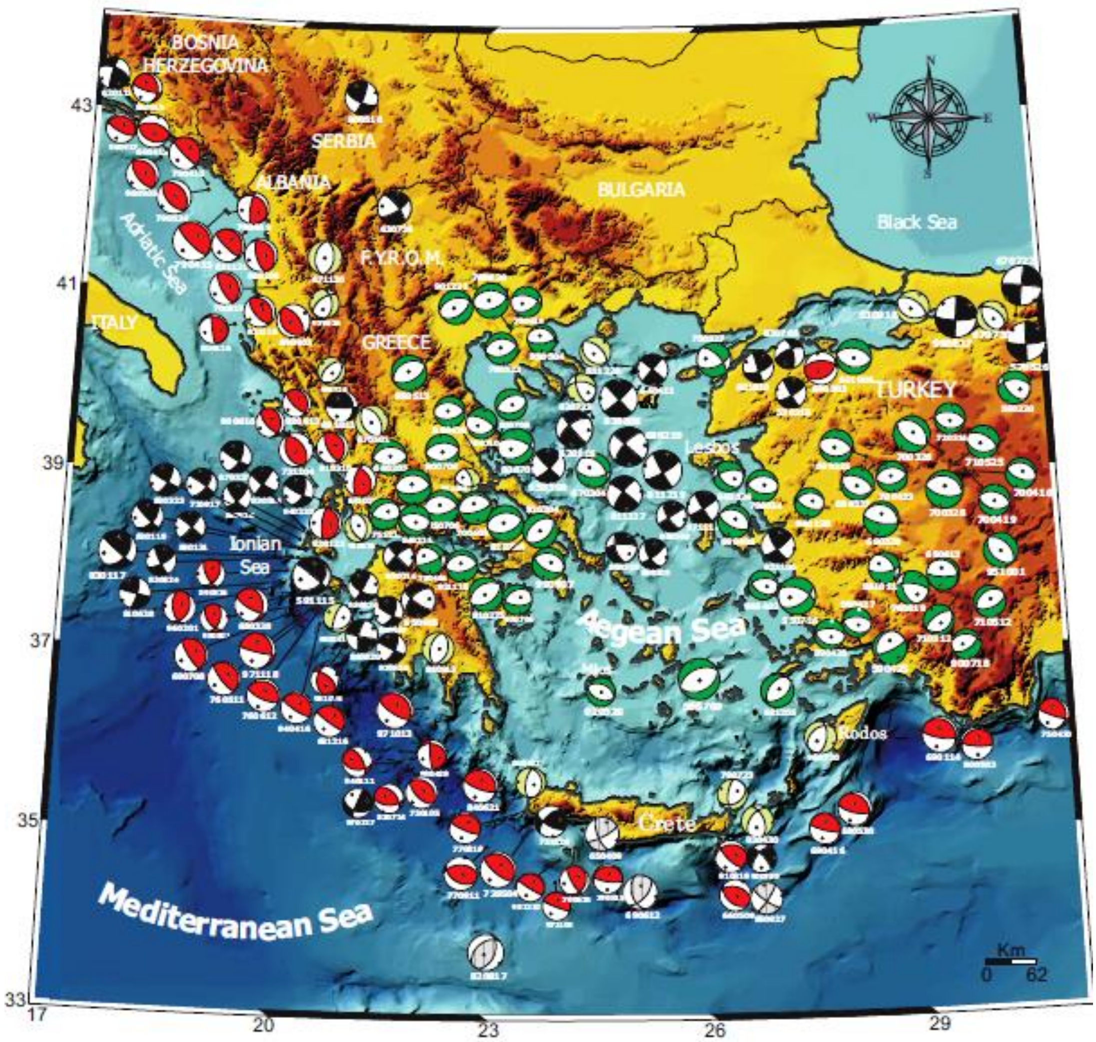
Η Θεσσαλία και η ευρύτερη Κεντρική Ελλάδα χαρακτηρίζονται επίσης από διεύθυνση έκτασης παρόμοια με της Κεντρικής Μακεδονίας (Εικόνα 2.2.1.1.1): μία σχεδόν καθαρή Β – Ν έκταση με Α – Δ παράταξης κανονικά ρήγματα (Caputo & Pavlides, 1993; Papazachos et al., 1993). Ωστόσο, όπως στην Μακεδονία, δεν είναι συνήθης η εύρεση παλαιών ανάστροφων ρηγμάτων που επανενεργοποιήθηκαν ως δευτερογενείς κληρονομούμενες δομές πριν από την έναρξη της κυριαρχίας των Α – Α παράταξης ρηγμάτων.

Όσον αφορά το Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος, κυριαρχείται από δύο τοπικής κλίμακας τεκτονικές δομές που συνδέονται μεταξύ τους, αντιπροσωπεύοντας τη δυτική προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας: τη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου (North Aegean Basin – NAB) (Εικόνα 2.2.1.1.1) και την τάφρο του Βόρειου Αιγαίου (North Aegean Trough – NAT) (Εικόνα 2.2.1.1.1). Η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου βρίσκεται μεταξύ της χερσονήσου της Χαλκιδικής, τις ακτές της Θεσσαλίας και τα νησιά των Βόρειων Σποράδων, σχηματίζοντας μία σχεδόν τριγωνική λεκάνη που βρίσκεται δίπλα από τη δυτική απόληξη της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου. Η τελευταία αντιπροσωπεύεται από κλίμακας φλοιού αρνητική δομή λουλουδιού, επηρεάζοντας τον πυθμένα μεταξύ της χερσονήσου Gelibolu (κόλπος του Σάρου), των νησιών της Λήμνου και Ίμβρου στα νότια και του νησιού της Σαμοθράκης στα βόρεια (Çağatay et al., 1998; Koukouvelas & Aydin, 2002; Kurt et al., 2000; McNeill & Collier, 2004; Ustaömer et al., 2008; Yaltirak et al., 1998; Yaltirak & Alpar, 2002). Η ρηξιγενής ζώνη συνεχίζει επίσης ηπειρωτικά κόβοντας τη χερσόνησο Gelibolu και φθάνοντας το δυτικό τμήμα της θάλασσας του Μαρμαρά (Aksoy et al., 2010; Altunel et al., 2004; Ambraseys & Finkel, 1987; Armijo et al., 1999; Kaya et al., 2004; Tüysüz et al., 1998). Αυτήν η διεφελκυστική διατμητική ζώνη σηματοδοτεί τη μετάβαση των μηχανικών τάσεων από το καθαρά οριζόντιας μετατόπισης τεκτονικό καθεστώς του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας από τα ανατολικά προς το επικρατόν εκτατικό καθεστώς (λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου) προς τα δυτικά (Koukouvelas & Aydin, 2002; Mann, 1997; Papanikolaou et al., 2006; Pavlides et al., 1990; Pavlides & Caputo, 1994; Sakellariou et al., 2016; Taymaz et al., 1991). Λόγω αυτής της πλευρικής μεταβολής, η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου διευρύνεται και βαθαίνει προς τα δυτικά (Papanikolaou et al., 2002; Sakellariou et al., 2016). Το πρότυπο ρηγμάτωσης της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου αποτελείται από πολυάριθμα μεγάλης κλίσης ρήγματα, τα οποία κόβουν τις αποθέσεις της λεκάνης (Papanikolaou et al., 2006; Sakellariou et al., 2016). Σύμφωνα με τους Papanikolaou et al. (2006), ο χαρακτήρας των ρηγμάτων της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου μεταβάλλεται από σχεδόν καθαρά δεξιόστροφο οριζόντιας μετατόπισης προς τα ανατολικά σε σχεδόν καθαρό εκτατικό προς τα δυτικά. Ο συνδυασμός αυτών των πολύπλοκων τεκτονικών διεργασιών παράγει μία έντονη λιθοσφαιρική διάτμηση και το σχηματισμό ενός μεγάλου αριθμού ενεργών ρηγμάτων. Νότια της λεκάνης και της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου σχηματίστηκε μία παρόμοια αλλά μικρότερης κλίμακας τεκτονική δομή, η οποία ονομάζεται τάφρος του Κεντρικού Αιγαίου (Central Aegean Trough – CAT) (Εικόνα 2.2.1.1.1), η οποία θεωρείται ο νότιος κλάδος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Barka & Kadinsky-Cade, 1988; Herece, 1990; Şengör, 1979). Αυτός ο κλάδος χωρίζει τη χερσόνησο Biga στα βόρεια από τον κόλπο Edremit στα νότια, εισέρχεται στο Αιγαίο Πέλαγος (Boztepe-Güney et al., 2001; Işler et al., 2008; Mascle & Martin, 1990; Yaltirak et al., 2012) και καταλήγει στη λεκάνη της Σκύρου (Mascle & Martin, 1990; Papanikolaou et al., 2007). Το σχήμα της λεκάνης της Σκύρου είναι παρόμοιο με το αντίστοιχο της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου με τα περιθώριά της να οριοθετούνται τεκτονικά, κατά κύριο λόγο, από κανονικά ρήγματα (Papanikolaou et al., 2019), ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζονται τέσσερεις, ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης, ενεργές δομές οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες οριοθετούν δυτικά τη λεκάνη (Papanikolaou et al., 2019). Στη συγκεκριμένη περιοχή τρία κανονικά κατά την κλίση ρήγματα οδήγησαν στην εκδήλωση ισχυρών σεισμικών γεγονότων (Ekstrom & England, 1989; Jackson et al., 1982; Kiratzi et al., 1985; Kiratzi & Louvari, 2003; Papazachos et al., 1984, 1991; Taymaz et al., 1991): (1) στις 4 Μαρτίου 1967 (M_w 6.2), (2) στις 19 Δεκεμβρίου 1981 (M_w 6.8) και (3) στις 27 Δεκεμβρίου 1981 (M_w 6.3). Παρά το γεγονός ότι η λεκάνη της Σκύρου χαρακτηρίζεται από την παρουσία τόσο κανονικών ρηγμάτων όσο και ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης (με σημαντική κατακόρυφη συνιστώσα κοντά στην ενδοχώρα), εντούτοις οι μηχανισμοί γένεσης του σεισμού της Σκύρου (M_w 6.5), ο οποίος έλαβε χώρα στις 26 Ιουλίου 2001 στον υποθαλάσσιο χώρο βορειοδυτικά του νησιού της Σύρου και δυτικά της λεκάνης της Σκύρου, υπέδειξαν ότι σχετίζεται με ρηγμάτωση οριζόντιας μετατόπισης (Benetatos et al., 2002; Karakostas et al., 2003; Roumelioti et al., 2003).

2.2.1.2. Η περιοχή του νότιου Αιγαίου

Η περιοχή του Νότιου Αιγαίου περιλαμβάνει το Νότιο Αιγαίο Πέλαγος (Κυκλάδες, Δωδεκάνησα, Κρήτη), τον Κορινθιακό κόλπο την Πελοπόννησο και το νότιο τμήμα του Ιόνιου Πελάγους. Το τεκτονικό καθεστώς του Νότιου Αιγαίου είναι πιο πολύπλοκο από το αντίστοιχο του Βόρειου Αιγαίου και χαρακτηρίζεται από την παρουσία κανονικών ρηγμάτων και ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (van Hinsbergen et al., 2005). Αντιθέτως, στην ευρύτερη περιοχή του Ιόνιου Πελάγους δρουν ανάστροφα ρήγματα και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Επιπλέον, μία γενική Α – Δ διεύθυνσης, κανονική ρηγμάτωση κυριαρχεί στην οπισθοτόξια λεκάνη (Κρητικό Πέλαγος) και στον Κορινθιακό κόλπο, ενώ γενικότερα παρατηρείται μία διεύθυνση των ρηξιγενών ζωνών παράλληλη προς την καμπύλη του Ελληνικού τόξου (π.χ. ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνση στη νότια Πελοπόννησο, ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση στα Δωδεκάνησα, κλπ.) (Schmid et al., 2020). Όσον αφορά το πρίσμα επαύξησης (νησί της Κρήτης) παρατηρούνται Β – Ν παράταξης κανονικά ρήγματα. Το σύνολο των προαναφερόμενων ρηξιγενών δομών επιβεβαιώνεται από τους μηχανισμούς γένεσης, ισχυρών σεισμικών γεγονότων (Εικόνα 2.2.1.2.1)

Το Ελληνικό τόξο ελέγχει τη γεωδυναμική εξέλιξη του Νότιου Αιγαίου, καθώς συνδέεται με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την αντίστοιχη Ευρασιατική (Armijo et al., 1999; Bocchini et al., 2018; Dewey & Sengör, 1979; McKenzie, 1972; Papazachos, 2019; Schmid et al., 2020; Sternai et al., 2014; van Hinsbergen et al., 2020).



Εικόνα 2.2.1.2.1. Μηχανισμοί γένεσης των αβαθών σεισμών της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου για την περίοδο 1953-1999 με M > 5.5 (από Kiratzi & Louvari, 2003).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΣΕ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΤΕΜΑΧΗ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΚΡΙΤΗΡΙΑ

3.1 ΓΕΝΙΚΑ – ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΕΠΙΛΟΓΗΣ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΥ

Στο παρόν κεφάλαιο επιχειρείται ο διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, χρησιμοποιώντας γεωλογικά κριτήρια. Ο σκοπός του συγκεκριμένου διαχωρισμού είναι η ομαδοποίηση κοινών γεωλογικών χαρακτηριστικών, τα οποία εμφανίζονται σε μία λιγότερο ή περισσότερο περιορισμένη τοπική κλίμακα, οδηγώντας στην εμφάνιση μίας κοινής τεκτονικής συμπεριφοράς για μία ορισμένη περιοχή, αποτελώντας ένα ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος.

Ως βασικότερο κριτήριο – χαρακτηριστικό, βάση του οποίου πραγματοποιείται ο προαναφερόμενος διαχωρισμός σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη, θεωρείται η παρουσία ενεργών ρηγμάτων ή ενεργών ρηξιγενών ζωνών στο εσωτερικό ή τα όρια του εκάστοτε τεκτονικού τεμάχους, ενώ απαραίτητη προϋπόθεση αποτελεί η παρουσία κοινών ή παρόμοιων χαρακτηριστικών μεταξύ των προαναφερόμενων ενεργών ρηξιγενών δομών, βάση των οποίων καθίσταται δυνατή η ομαδοποίησή τους, καταλήγοντας τελικά στην οριοθέτηση του εκάστοτε τεκτονικού τεμάχους.

Κατά συνέπεια, εξαιρετικής σημασίας θεωρείται τόσο η χρήση εκτενών βιβλιογραφικών αναφορών, οι οποίες θα παρέχουν πληροφορίες σχετικά με τις τοπικής κλίμακας ενεργές ρηξιγενείς δομές, αλλά κυρίως η χρήση μίας αξιόπιστης βάσης δεδομένων, στην οποία περιλαμβάνονται αναλυτικές πληροφορίες για τα γεωμετρικά και τα κινηματικά χαρακτηριστικά. Λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των βάσεων δεδομένων, οι οποίες περιλαμβάνουν τις ενεργές ρηξιγενείς δομές του ελληνικού χώρου, ως καταλληλότερη από όλες, για τα πλαίσια της παρούσας διατριβής, θεωρήθηκε η Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS.). Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι κατά τη χρήση της συγκεκριμένης βάσης δεδομένων δίνεται έμφαση πρωτίστως στα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) και δευτερευόντως στα Μεμονωμένα Ενεργά Ρήγματα (ISSs), τα οποία αναλύονται εκτενώς στο επόμενο υποκεφάλαιο. Τέλος, σημειώνεται το γεγονός ότι κατά το διαχωρισμό του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη, λαμβάνεται υπόψη και το ευρύτερο γεωδυναμικό καθεστώς της εκάστοτε περιοχής.

3.1.1. Λογισμικό TDEFNODE

Το εργαλείο, βάσει του οποίου επιχειρήθηκε ο παραπάνω διαχωρισμός, είναι το λογισμικό TDEFNODE (McCaffrey, 2009). Πιο συγκεκριμένα, με την εφαρμογή του συγκεκριμένου λογισμικού επιτυγχάνεται η μοντελοποίηση της παραμόρφωσης του φλοιού με τη χρήση της προσέγγισης ελαστικών τεμαχών (blocks). Σύμφωνα με αυτό το μοντέλο η μορφή της λιθόσφαιρας σε μία ζώνη ενεργής παραμόρφωσης συντίθεται από μία σειρά πεπερασμένων ελαστικών τεμαχών (blocks), τα οποία οριοθετούνται από ρήγματα. Ειδικότερα, τα ρήγματα ορίζονται τρισδιάστατα από μία σειρά κόμβων, η απόσταση των οποίων εξαρτάται από την πολυπλοκότητα του ρήγματος, ενώ ταυτόχρονα λαμβάνονται υπόψη και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά (παράταξη, γωνία κλίσης, κλπ.) του ρήγματος. Επιπρόσθετα, οι καταγεγραμμένες ταχύτητες από τους μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS λαμβάνονται επικουρικά υπόψη. Κατά συνέπεια, για το κάθε τέμαχος (block) εκτιμάται η γωνιακή ταχύτητα, η οποία καθορίζει αφενός την κίνηση του τεμάχους και αφετέρου το βαθμό της σύζευξης τριβής των οριοθετούμενων από τα ρήγματα τεμαχών, ενώ ταυτόχρονα χρησιμοποιείται ένας ομοιόμορφος τανυστής για το σύνολο των τεμαχών, προκειμένου να εκτιμηθεί η παραμένουσα παραμόρφωση στο εσωτερικό τους.

Παρά το γεγονός ότι τα εξαγόμενα αποτελέσματα του συγκεκριμένου λογισμικού είναι αξιόπιστα, εντούτοις η χρησιμοποίησή τους δεν εκτιμήθηκε ως η καταλληλότερη για τα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Ο κυριότερος λόγος της μερικής, και όχι της πλήρους, χρήσης των συγκεκριμένων αποτελεσμάτων σχετίζεται με την κλίμακα της περιοχής μελέτης. Ειδικότερα, το λογισμικό TDEFNODE είναι κατάλληλο για εφαρμογή σε μία περιορισμένης κλίμακας περιοχή (π.χ. νεοτεκτονική λεκάνη), η οποία περιλαμβάνει ένα συγκεκριμένο-περιορισμένο αριθμό ρηγμάτων. Τα ρήγματα αυτά θα οδηγούν στον προσδιορισμό των υπερκείμενων και υποκείμενων τεμαχών, αποτελώντας το μεταξύ τους όριο. Κατά συνέπεια, η εφαρμογή του συνόλου των ρηγμάτων της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS) στο συγκεκριμένο λογισμικό οδηγεί στην εξαγωγή πολυάριθμων (εκατοντάδων) τεμαχών (υποκείμενων και υπερκείμενων). Ωστόσο, η εξαγωγή ενός τόσο σημαντικού αριθμού τεμαχών εκτιμήθηκε ότι δε συμβαδίζει με τους στόχους της διατριβής, καθώς δεν ακολουθείται η ακριβής προσέγγιση των ρηγμάτων ανά τέμαχος, για την οποία απαιτείται συγκεκριμένος τρόπος κατανομή του δικτύου των σταθμών GPS/GNSS, καθώς και σημαντικό χρονικό διάστημα καταγραφής δεδομένων.

Συνεπώς, λαμβάνοντας υπόψη τα κοινά γεωλογικά χαρακτηριστικά και το τεκτονικό καθεστώς των τεμαχών πραγματοποιήθηκε η ομαδοποίησή τους και ο καθορισμός σημαντικότερου μεγέθους τεκτονικών τεμαχών, στα οποία συμπεριλαμβάνονται οι κυριότερες ρηξιγενείς δομές, σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), ενώ ταυτόχρονα χαρακτηρίζονται σε ολόκληρη την έκτασή τους από μία κοινή τεκτονική συμπεριφορά.

3.2 ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΑΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ (GREEK DATABASE OF SEISMOGENIC SOURCES – GREDASS)

3.2.1. Γενικά χαρακτηριστικά

Η Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS) αποτελεί ένα συνεχώς ανανεώσιμο ανοιχτό αρχείο, το οποίο έχει διαμορφωθεί σε περιβάλλον GIS, ενώ περιλαμβάνει κατά κύριο λόγο τις ρηξιγενείς δομές, οι οποίες σχετίζονται με ιστορικούς και ενόργανα καταγεγραμμένους σεισμούς (Sboras, 2011). Κατά το πρώτο στάδιο, λήφθηκαν υπόψη μόνο οι επιφανειακές (μικρού βάθους) τεκτονικές δομές του φλοιού, ενώ στη συνέχεια δόθηκε έμφαση και στις μεγαλύτερου βάθους δομές του χώρου υποβύθισης. Οι επιφανειακές (μικρού βάθους) δομές είναι πιο σημαντικές από την άποψη της Εκτίμησης της Σεισμικής Επικινδυνότητας (SHA), καθώς κατανέμονται σε ολόκληρη την περιοχή του Αιγαίου, επηρεάζοντας άμεσα κατοικημένες περιοχές (Sboras, 2011). Η GreDaSS περιέχει και συνδυάζει όλα τα είδη πληροφοριών που εξετάστηκαν σε προηγούμενες μελέτες, ενώ επιπλέον παρέχει πολλά βασικά και διαφορετικά επίπεδα δεδομένων που μπορεί να είναι είτε ανεξάρτητα είτε άμεσα συσχετισμένα.

3.2.2. Τα ενεργά ρήγματα

Τα ενεργά ρήγματα της GreDaSS διακρίνονται σε τρία είδη (Sboras, 2011): 1) τα Μεμονωμένα Ενεργά Ρήγματα (Individual Seismogenic Sources – ISSs), 2) τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (Composite Seismogenic Sources – CSSs) και 3) τα Αμφισβητούμενα – Πιθανά Ενεργά Ρήγματα (Debated Seismogenic Sources – DSSs).

- Τα Μεμονωμένα Ενεργά Ρήγματα (ISSs) λαμβάνονται από γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα και χαρακτηρίζονται από μία πλήρη σειρά γεωμετρικών (παράταξη, κλίση, μήκος, πλάτος και βάθος), κινηματικών (κατεύθυνση ολίσθησης, μέση μετατόπιση ανά σεισμικό γεγονός) και σεισμολογικών παραμέτρων (μέγεθος, βαθμός ολίσθησης, περίοδος επανάληψης). Τα ISSs θεωρείται ότι παρουσιάζουν μία συγκεκριμένη συμπεριφορά ως προς το μήκος/πλάτος της διάρρηξης και το αναμενόμενο μέσο και μέγιστο μέγεθος. Επίσης, εξετάζονται σε σχέση με παγκόσμιες βάσεις δεδομένων, όσον αφορά το μήκος, το πλάτος, τη μέση μετατόπιση και το μέγεθος. Επιπλέον, τα ISSs μπορούν να θεωρηθούν ως τμήματα των ρηγμάτων των μεγαλύτερων ρηξιγενών ζωνών, όταν υπάρχουν ενδείξεις μεμονωμένης διάρρηξης. Ως εκ τούτου, η εκδήλωση ενός σεισμικού γεγονότος είναι πιθανό να συνδέεται με περισσότερα του ενός τμήματα του ρήγματος.
- Τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) λαμβάνονται επίσης από γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα και χαρακτηρίζονται από γεωμετρικές (παράταξη, κλίση, πλάτος, ελάχιστο/μέγιστο βάθος) και κινηματικές (κατεύθυνση ολίσθησης) παραμέτρους, αλλά η γεωμετρία της επιφάνειας ολίσθησης ορίζεται πιο ευέλικτα και μπορεί να περιλαμβάνει έναν απροσδιόριστο αριθμό ISSs. Το δυναμικό τους μπορεί να προέρχεται από υπάρχοντες καταλόγους σεισμών ή άλλες γεωλογικές εκτιμήσεις. Ένα CSS βασίζεται ουσιαστικά σε μία επιφάνεια και σε γεωλογικά δεδομένα αυτής της επιφάνειας. Ο συνδυασμός της σεισμικότητας και των δεδομένων σύγχρονης παραμόρφωσης με τα CSSs μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την τοπική, πιθανολογική εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου και για τη διερεύνηση μεγάλης κλίμακας γεωδυναμικών διεργασιών. Επιπλέον, ένα CSS μπορεί να αντιπροσωπεύει μία μεγάλη ρηξιγενή ζώνη, η οποία μπορεί να αποτελείται από ένα ή περισσότερα ISSs, ενώ ενδέχεται να μην περιλαμβάνει και κανένα ISS. Η σεισμική συμπεριφορά των CSSs μπορεί να είναι τελείως ανεξάρτητη για τα ISSs, δεδομένου ότι ένα εν δυνάμει σεισμικό γεγονός μπορεί να διαρρήξει το συνολικό μήκος του ρήγματος, εάν περιλαμβάνει ένα, περισσότερα ή κανένα ISS.

- Τα Αμφισβητούμενα – Πιθανά Ενεργά Ρήγματα (DSSs) μπορούν να θεωρηθούν ως εν δυνάμει ενεργά ρήγματα που περιλαμβάνουν, ωστόσο, μεγάλες αβεβαιότητες και ασάφειες. Οι ασάφειες μπορεί να αφορούν το βαθμό δραστηριότητας του ρήγματος ή ρήγματα που ακολουθούν οριακά τα κριτήρια των ενεργών ρηγμάτων.

Ως προς τον τρόπο παρουσίασης, τα ISSs αντιπροσωπεύονται από ένα κίτρινου χρώματος ορθογώνιο με ένα διάνυσμα, το οποίο βρίσκεται στο κεντρικό του τμήμα. Το ορθογώνιο αποτελεί την κατακόρυφη προβολή της επιφάνειας του ρήγματος στην επιφάνεια της γης (Sboras, 2011). Ειδικότερα, ένα παράλληλο ζεύγος των πλευρών του αντιπροσωπεύει το άνω και το κάτω άκρο της επιφάνειας και ως εκ τούτου το μήκος του ρήγματος, ενώ το άλλο ζεύγος οριοθετεί τις διαστάσεις της προς τα κάτω κλίσης και ισούται με το πλάτος του ρήγματος. Το άνω άκρο συμπίπτει με το ίχνος του ρήγματος εάν το ρήγμα εμφανίζεται στην επιφάνεια. Αντιθέτως, εάν το ρήγμα είναι τυφλό, εμφανίζεται μία γραμμή παράλληλα στο άνω άκρο, ως η τομή μεταξύ της υποθετικής συνέχισης του επιπέδου του ρήγματος και της επιφάνειας του εδάφους. Το διάνυσμα μέσα στο ορθογώνιο αντιπροσωπεύει το διάνυσμα ολίσθησης της κίνησης του ρήγματος.

Όσον αφορά τα CSSs, το σχήμα τους είναι πιο ευέλικτο λόγω της ικανότητάς τους να περιλαμβάνουν αρκετά ISSs (τμήματα ρήγματος). Το παραγόμενο πολύγωνο έχει ομοίως δύο σχεδόν παράλληλες μεγάλες πλευρές, πορτοκαλί χρώματος, οι οποίες ανταποκρίνονται στο άνω και το κάτω άκρο του επιπέδου του ρήγματος, και δύο μικρές γραμμές παράλληλες στο πλάτος (Sboras, 2011). Η άνω γωνία σχεδιάζεται με μία μεγαλύτερου πάχους γραμμή, η οποία δεν αντανακλά απαραίτητα ένα επιφανειακό ίχνος όταν πρόκειται για τυφλά ρήγματα. Αντιθέτως, όταν τα ρήγματα φτάνουν στην επιφάνεια, το άνω άκρο ακολουθεί ομαλά τα ίχνη του ρήγματος ή των τεκτονικών πρανών.

Τα DSSs είναι ακόμη πιο ευέλικτα στο σχήμα, υποδηλώνοντας την έλλειψη δεδομένων και πληροφοριών (Sboras, 2011). Το περίπου ορθογώνιο σχήμα των DSSs τοποθετείται με τη μία περίπου παράλληλη πλευρά (άνω άκρο) κατά μήκος του ασαφούς ίχνους του ρήγματος.

3.2.3. Οι παράμετροι

Πριν από την ανάπτυξη της βάσης δεδομένων θεωρείται απαραίτητη η περιγραφή των παραμέτρων, οι οποίες λαμβάνονται υπόψη. Οι διαφορές μεταξύ των ISSs και των

CSSs είναι περιορισμένες, ενώ οι DSSs εξαιρούνται της περιγραφής, λόγω έλλειψης δεδομένων (Sboras, 2011).

3.2.3.1. Μεμονωμένα Ενεργά Ρήγματα (ISSs)

- Θέση (μοίρες): χαρακτηρίζεται από τις συντεταγμένες του κέντρου του αντικειμένου, ή απλούστερα αποτελεί τη θέση του ρήγματος στο χάρτη.
- Μήκος (χιλιόμετρα): χαρακτηρίζεται από το μήκος του επιπέδου του ρήγματος και λαμβάνει μία μοναδική τιμή.
- Ελάχιστο βάθος (χιλιόμετρα): αποτελεί το βάθος του άνω άκρου του ρήγματος από την επιφάνεια του εδάφους ή το θαλάσσιο πυθμένα και λαμβάνει μία μοναδική τιμή.
- Μέγιστο βάθος (χιλιόμετρα): αποτελεί το βάθος του κάτω άκρου του επιπέδου του ρήγματος από την επιφάνεια, το οποίο γενικά αποτελεί τη θραυσιγενή – πλαστική ζώνη μετάβασης (BDT) και ως εκ τούτου το πάχος του σεισμογενετικού στρώματος.
- Πλάτος (χιλιόμετρα): αποτελεί την απόσταση μεταξύ της άνω και της κάτω γωνίας του επιπέδου του ρήγματος και λαμβάνει μία μοναδική τιμή.
- Παράταξη (μοίρες): αποτελεί την παράταξη του ρήγματος. Οι τιμές που ανήκουν στο ανατολικό ημικύκλιο (0 – 180 μοίρες) έχουν μία διεύθυνση κλίσης μέσα στο νότιο ημικύκλιο (90 – 270 μοίρες), ενώ οι τιμές που ανήκουν στο δυτικό ημικύκλιο (181 – 360 μοίρες) έχουν μία διεύθυνση κλίσης μέσα στο βόρειο ημικύκλιο (271 – 90 μοίρες). Και στην περίπτωση της συγκεκριμένης παραμέτρου λαμβάνεται μία μοναδική τιμή.
- Κλίση (μοίρες): αποτελεί τη γωνία κλίσης του επιπέδου του ρήγματος. Για τη συγκεκριμένη βάση δεδομένων απαιτεί μία μοναδική τιμή, η οποία είναι αντιπροσωπευτική για ολόκληρο το επίπεδο και επηρεάζει άμεσα την παράμετρο του μέγιστου βάθους.
- Κατεύθυνση ολίσθησης (μοίρες): αποτελεί τη γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της παράταξης και του διανύσματος ολίσθησης, η οποία μετριέται αριστερόστροφα. Το εύρος της κατεύθυνσης ολίσθησης είναι μεταξύ 0 και 360 μοιρών. Επομένως, η κατεύθυνση ολίσθησης θα ήταν 0 (ή 360) μοίρες για τα αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, 90 μοίρες για τα ανάστροφα ρήγματα, 180 μοίρες για τα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και 270 μοίρες για τα κανονικά ρήγματα. Ομοίως, για τη συγκεκριμένη παράμετρο λαμβάνεται μία μοναδική τιμή.

- Ολίσθηση ανά γεγονός (μέτρα): αντιπροσωπεύει τη μέση συν-σεισμική μετατόπιση πάνω στο επίπεδο του ρήγματος, η οποία είτε μπορεί να οριστεί απευθείας είτε να προταθεί από το λογισμικό της βάσης δεδομένων, ενώ λαμβάνει, επίσης, μία μοναδική τιμή.
- Ρυθμός ολίσθησης (χιλιοστά/έτος): αποτελεί την αναλογία μεταξύ μίας μετατόπισης και του απαραίτητου χρόνου που απαιτείται για να την παράγει. Δεδομένου ότι η εκτίμησή της βασίζεται ορισμένες φορές σε επισφαλείς υπολογισμούς, λαμβάνει ένα εύρος τιμών.
- Επανάληψη (έτη): αποτελεί το χρονικό διάστημα μεταξύ δύο χαρακτηριστικών γεγονότων και λαμβάνει ένα εύρος τιμών (για τους ίδιους λόγους με το ρυθμό ολίσθησης).
- Μέγεθος (M_w): αντιπροσωπεύει είτε το μέγεθος που παράγεται από ένα συγκεκριμένο γεγονός είτε το εν δυνάμει μέγεθος του ρήγματος, με βάση τις σχέσεις της σεισμολογικής κλίμακας. Η συγκεκριμένη παράμετρος εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τις διαστάσεις του ρήγματος και την ολίσθηση ανά γεγονός, ενώ λαμβάνει μία μοναδική τιμή.
- Τελευταίο σεισμικό γεγονός (έτη): αντιπροσωπεύει την ημερομηνία ή το χρόνο που έχει παρέλθει από το τελευταίο χαρακτηριστικό σεισμικό γεγονός.
- Προτελευταίο σεισμικό γεγονός (έτη): αντιπροσωπεύει την ημερομηνία ή το χρόνο που έχει παρέλθει από το προτελευταίο χαρακτηριστικό σεισμικό γεγονός. Η συγκεκριμένη πληροφορία είναι σπανίως διαθέσιμη και συνήθως προέρχεται είτε από παλαιοσεισμολογικές έρευνες είτε από ιστορικές αναφορές.
- Χρόνος που παρήλθε (έτη): αποτελεί το χρονικό διάστημα μεταξύ του τελευταίου γνωστού σεισμικού γεγονότος και του έτους 2000, το οποίο χρησιμοποιείται ως έτος αναφοράς.

3.2.3.2. Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs)

- Ελάχιστο βάθος (χιλιόμετρα): όμοιο με το αντίστοιχο των ISSs.
- Μέγιστο βάθος (χιλιόμετρα): όμοιο με το αντίστοιχο των ISSs.
- Παράταξη (μοίρες): όμοια με την αντίστοιχη των ISSs, με τη μοναδική διαφορά ότι λαμβάνει ένα εύρος τιμών.
- Κλίση (μοίρες): όμοια με την αντίστοιχη των ISSs, με τη μοναδική διαφορά ότι λαμβάνει ένα εύρος τιμών.

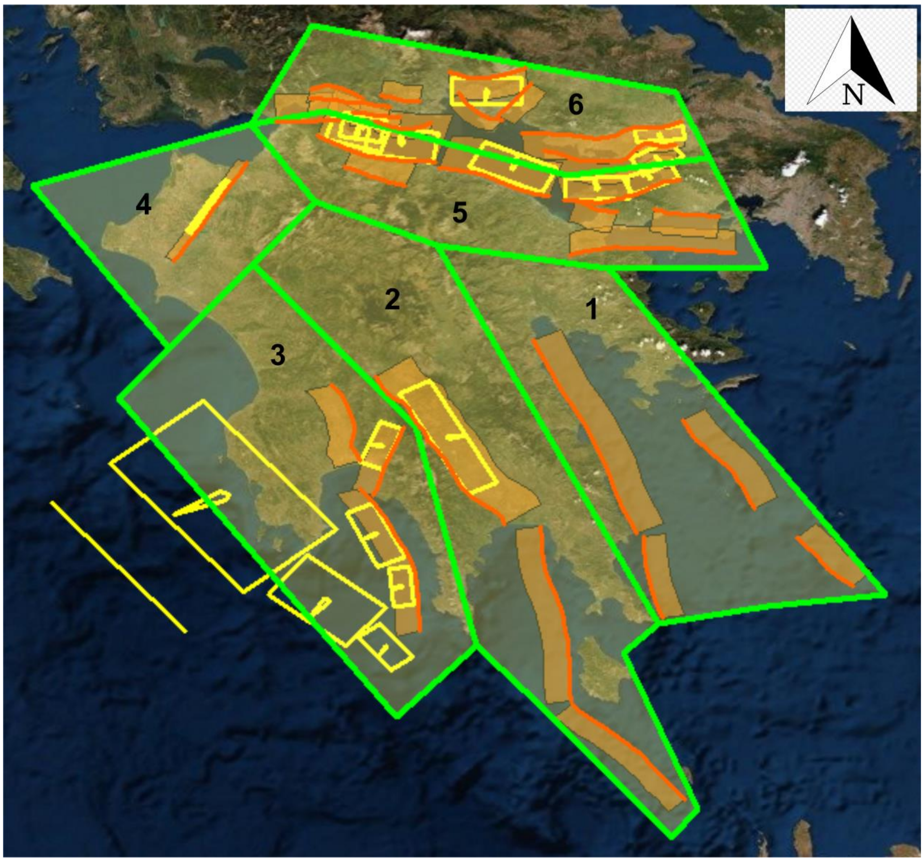
- Κατεύθυνση ολίσθησης (μοίρες): όμοια με την αντίστοιχη των ISSs, με τη μοναδική διαφορά ότι λαμβάνει ένα εύρος τιμών.
- Ρυθμός ολίσθησης (χιλιοστά ανά έτος): όμοιος με τον αντίστοιχο των ISSs.
- Μέγιστο μέγεθος (M_w): αντιπροσωπεύει το εν δυνάμει μέγεθος, ή διαφορετικά το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος που μπορεί να παράγει ένα CSS.
- Κατά προσέγγιση θέση (μοίρες): όμοια με την αντίστοιχη των ISSs, η οποία αποτελεί περίπου το κέντρο της πηγής.
- Συνολικό μήκος (χιλιόμετρα): αποτελεί το μήκος, το οποίο υπολογίζεται με βάση το άνω άκρο της πηγής.
- Συνολικό πλάτος (χιλιόμετρα): αποτελεί το πλάτος, το οποίο υπολογίζεται με βάση τις πληροφορίες σχετικά με τη γωνία κλίσης και το μέγιστο βάθος.
- Τυπικό μήκος ρήγματος (χιλιόμετρα): αποτελεί το μήκος, το οποίο υπολογίζεται από σχέσεις σεισμολογικής κλίμακας.
- Τυπικό πλάτος ρήγματος (χιλιόμετρα): αποτελεί το πλάτος, το οποίο υπολογίζεται σύμφωνα με τις σχέσεις της σεισμολογικής κλίμακας και τις αναλυτικές σχέσεις που λαμβάνουν υπόψη το πεδίο του μέγιστου μεγέθους, το εύρος της γωνίας κλίσης και το τυπικό μήκος.
- Τυπική ολίσθηση του ρήγματος (μέτρα): αποτελεί τη μέση μετατόπιση ανά γεγονός και βασίζεται σε σχέσεις σεισμολογικής κλίμακας και αναλυτικές σχέσεις.

3.3 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΩΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΤΕΜΑΧΩΝ (BLOCKS)

3.3.1. Νότια Ελλάδα (Πελοπόννησος – Κορινθιακός κόλπος)

3.3.1.1. Γενικά

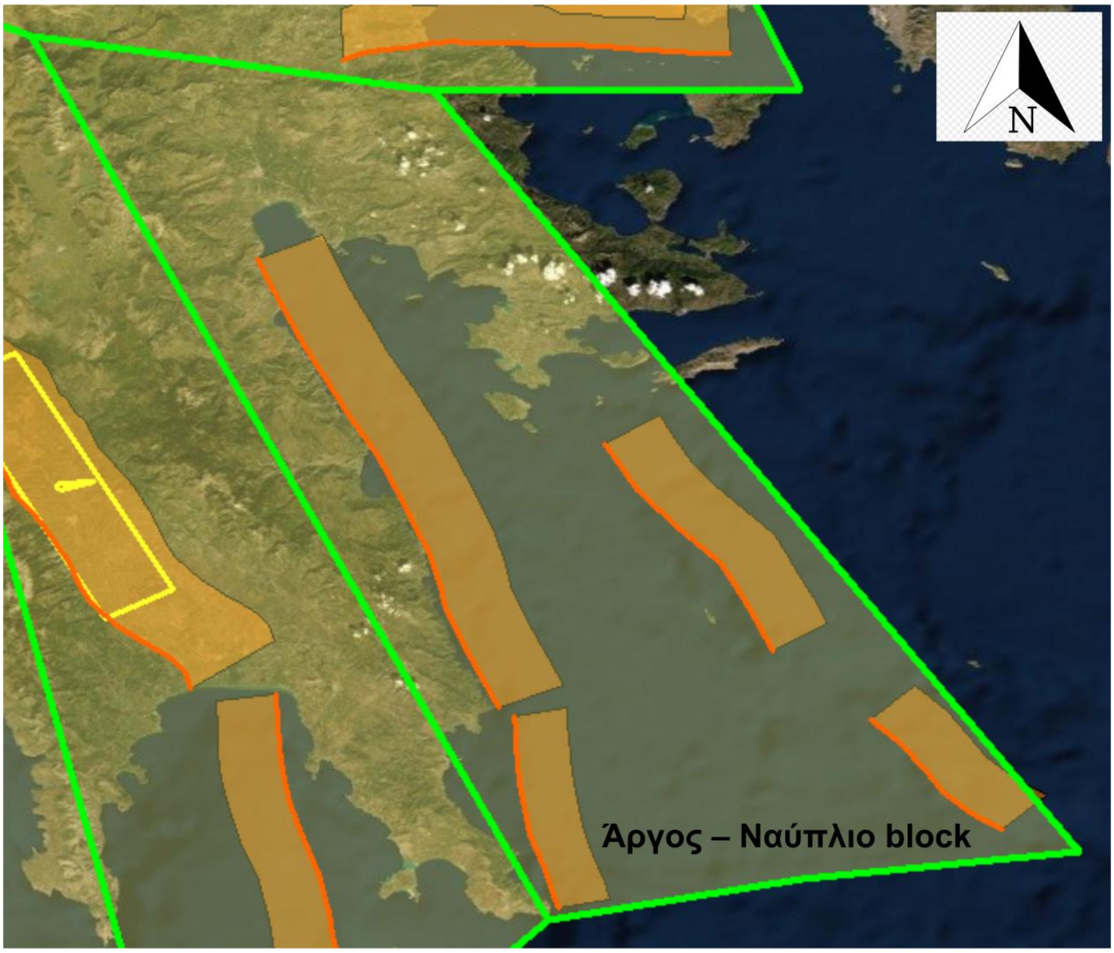
Η περιοχή της Νότιας Ελλάδας και πιο συγκεκριμένα της Πελοποννήσου και του Κορινθιακού κόλπου διαιρείται σε έξι ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) (Εικόνα 3.3.1.1.1), με βάση τη χρήση της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS). Στη συνέχεια, ακολουθεί η αναλυτική περιγραφή της ενεργού τεκτονικής του κάθε ανεξάρτητου τεκτονικού τεμάχους (block).



Εικόνα 3.3.1.1.1. Τα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) της περιοχής της Νότιας Ελλάδας (Πελοπόννησος – Κορινθιακός κόλπος) (1: Άργος – Ναύπλιο block, 2: Σπάρτη block, 3: Καλαμάτα – Κυπαρισσία block, 4: Αχαΐα – Πύργος block, 5: Νότιος Κορινθιακός block και 6: Βόρειος Κορινθιακός block).

3.3.1.2. Άργος – Ναύπλιο block

Το πρώτο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) της περιοχής της Πελοποννήσου εντοπίζεται στο ανατολικό τμήμα της και φέρει την ονομασία ‘Άργος – Ναύπλιο block’ (Εικόνα 3.3.1.2.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνει τέσσερα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), τα οποία τοποθετούνται στις ανατολικές ακτές της Πελοποννήσου (Αργολίδα – Ναύπλιο) και στο δυτικότερο τμήμα της περιοχής του Νότιου Αιγαίου.



Εικόνα 3.3.1.2.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Άργος – Ναύπλιο, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά την ενεργό τεκτονική, η ευρύτερη περιοχή δεν παρουσιάζει ισχυρή σεισμική δραστηριότητα. Ωστόσο, χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενεργών ή εν δυνάμει ενεργών ρηγμάτων, τα οποία εντοπίζονται από την υπαίθρια παρατήρηση, τις αεροφωτογραφίες και τις δορυφορικές εικόνες. Τα ρήγματα αυτά βρίσκονται κυρίως στα όρια των λεκανών της περιοχής. Μερικά από αυτά είναι εν δυνάμει ενεργά, καθώς η τελευταία τους ενεργοποίηση πραγματοποιήθηκε κατά το Πλειόκαινο – Πλειστόκαινο λόγω της ανάπτυξης ενός ΒΑ – ΝΔ εκτατικού πεδίου τάσεων. Ορισμένα άλλα ρήγματα ενεργοποιήθηκαν κατά το Τεταρτογενές λόγω της ανάπτυξης ενός ΒΔ – ΝΑ εκτατικού πεδίου τάσεων, όπως προκύπτει από τη νεοτεκτονική ανάλυση (Georgiou and Galanakis, 2010).

Σχετικά με την αλπική τεκτονική της περιοχής, τρία κύρια αλπικά γεγονότα (φάσεις) επηρέασαν την ευρύτερη περιοχή, τα οποία συνοψίζονται ως εξής:

- 1η Συμπιεστική φάση: Το ανώτερο Τιθώνιο χαρακτηρίζεται από υπερπτυχωμένους άξονες Β – Ν διεύθυνσης και εσωτερικά ανάστροφα ρήγματα ίδιας κατεύθυνσης.
- 2η Εκτατική φάση: Η ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση επηρέασε τις Β – Ν τεκτονικές δομές. Προκάλεσε διακοπή στην ιζηματογένεση από τα ΒΔ και οδήγησε στην απόθεση των αυτόχθονων ασβεστόλιθων Αλβικής ηλικίας, οι οποίοι ακολουθήθηκαν από το σχηματισμό φλύσχη ηλικίας Υπρέσιου.
- 3η Συμπιεστική φάση: Ο φλύσχης ηλικίας Ηωκαίνου αποτελεί μία δομή ενός σημαντικού γεωδυναμικού καθεστώτος (συνδέεται επίσης με τη μπλε σχιστολιθική φάση των Κυκλάδων). Η συγκεκριμένη συμπιεστική φάση επανενεργοποίησε παλιές ΒΑ – ΝΔ τεκτονικές δομές και προκάλεσε ζώνες διάτμησης και συμπιεστική κίνηση προς τα ΒΔ.

Στη συνέχεια, δύο νεότερες εκτατικές φάσεις ακολούθησαν από το Μειόκαινο – Πλειόκαινο μέχρι το Άνω Τεταρτογενές, επηρεάζοντας τις παλαιότερες γεωλογικές δομές, οδηγώντας στο σχηματισμό της χερσονήσου της Αργολίδας. Ο Αργολικός κόλπος αποτελεί μία από τις τεκτονικές τάφρους, η οποία δημιουργήθηκε λόγω της νεοτεκτονικής δράσης στην περιοχή της Ανατολικής Πελοποννήσου. Ειδικότερα, ο Αργολικός κόλπος εκτείνεται νότια της περιοχής του Ναυπλίου, παρουσιάζοντας ένα μέγιστο βάθος 700 μέτρων, ενώ είναι επίσης συνδεδεμένος με το την περιοχή του Νότιου Αιγαίο. Η δυτική ακτή του Αργολικού κόλπου οριοθετείται από μία ορεινή αλυσίδα, η οποία διακόπτεται τοπικά από αλλουβιακές αποθέσεις και σε αυτά τα σημεία τα μέγιστα βάθη της θάλασσας μειώνονται απότομα. Στο Βόρειο Αργολικό κόλπο ένα υποθαλάσσιο κέρας μήκους 8 – 10 χιλιομέτρων χαρακτηρίζει τη δημιουργία μίας σφήνας ιζημάτων πλειοκαινικής – πλειστοκαινικής ηλικίας, εξαιτίας των αποθέσεων του ποταμού κι αυτό το κέρας οριοθετείται από την παρουσία νεοτεκτονικών ρηγμάτων (van Andel et al., 1993).

Όσον αφορά τις νεότερες τεκτονικές δομές της περιοχής, η σημαντικότερη νεοτεκτονική δομή του Αργολικού κόλπου είναι το σύστημα ρηγμάτων του δυτικού περιθωρίου με παράταξη ΒΒΔ – ΝΝΑ και κατάπτωση του ανατολικού τμήματος. Το ανατολικό περιθώριο (προς την περιοχή του Ναυπλίου) επηρεάζεται από μικρότερα ρήγματα και ένα σύστημα ασυνεχειών, το οποίο συνδέεται με τα περιθώρια. Η κεντρική περιοχή της Αργολίδας επηρεάζεται από ένα σύστημα διατμητικών, αριστερόστροφης συνιστώσας ρηγμάτων, ενώ στη νοτιότερη Αργολίδα, το νεοτεκτονικό σύστημα ρηγμάτων επηρεάζει το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής. Η δράση αυτού του συστήματος ρηγμάτων επηρέασε τα πλειστοκαινικά ιζήματα της συνολικής περιοχής, η οποία υποχωρεί στην περιοχή του Αργολικού κόλπου με κλίση 3 μοιρών προς τα ΝΔ.

Ο Αργολικός κόλπος αποτελεί μία δομή με χαρακτηριστικά τεκτονικής ημι-τάφρου. Παρόλο που η περιοχή της Αργολίδας παρουσιάζει πολύ χαμηλή σεισμική δραστηριότητα, παρουσιάζει ορισμένα στοιχεία ενεργού τεκτονικού καθεστώτος. Το μεγαλύτερο, ξεχωριστό τεκτονικό χαρακτηριστικό του Αργολικού κόλπου είναι το σύστημα ρηγμάτων του δυτικού ορίου, το οποίο εκτείνεται μέσα στην Αργολική πεδιάδα. Επιπλέον, στα ρήγματά του έχει παρατηρηθεί μία σειρά κατακόρυφων διακλάσεων, οι οποίες χαρακτηρίζονται από μήκος που κυμαίνεται από 10 έως 100 μέτρα. Το ανατολικό όριο έχει διαφορετική μορφή και στην Αργολική πεδιάδα δεν έχουν αναγνωριστεί ενεργά ρήγματα (Finke, 1988). Στο νοτιότερο τμήμα εντοπίζονται παράλληλα, πολυάριθμα ρήγματα, μικρότερα από εκείνα του δυτικού περιθωρίου, τα οποία σηματοδοτούν την οριοθέτηση της εξωτερικής υφαλοκρηπίδας. Στην εξωτερική περιοχή, νοτιότερα της Αργολίδας, τα ρήγματα είναι αραιότερα και φαίνεται ότι επηρεάζουν ελάχιστα το υπόβαθρο.

Κατά την εργασία αναγνωρίσθηκαν, χαρτογραφήθηκαν και μετρήθηκαν επτά νεοτεκτονικά ρήγματα κοντά στην πόλη του Ναυπλίου. Τα συγκεκριμένα ρήγματα είναι κανονικά και ενεργοποιούνται λόγω ενός εκτατικού πεδίου τάσεων, το οποίο επικράτησε κατά τη διάρκεια της δημιουργίας του Αργολικού κόλπου, ή σε ένα μεταγενέστερο στάδιο κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς – Ολοκαίνου και χαρακτηρίζονται ως ενεργά ή εν δυνάμει ενεργά. Ειδικότερα, τα ρήγματα αυτά είναι τα εξής (Ambraseys & Jackson, 1990; Georgiou & Galanakis, 2010; Wells & Coppersmith, 1994):

- NAF-1: ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης κανονικό ρήγμα, κλίσης 75 – 80 προς Δ.
- NAF-2: ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης κανονικό ρήγμα, κλίσης 80 προς Δ.
- NAF-3: ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης κανονικό ρήγμα, κλίσης προς Α.
- NAF-4: ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης κανονικό ρήγμα, κλίσης προς Δ.
- NAF-5: ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης κανονικό ρήγμα, κλίσης προς Α.
- NAF-6: Α – Δ παράταξης κανονικό ρήγμα, κλίσης προς Β.
- NAF-7: ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης κανονικό ρήγμα, κλίσης προς Β.

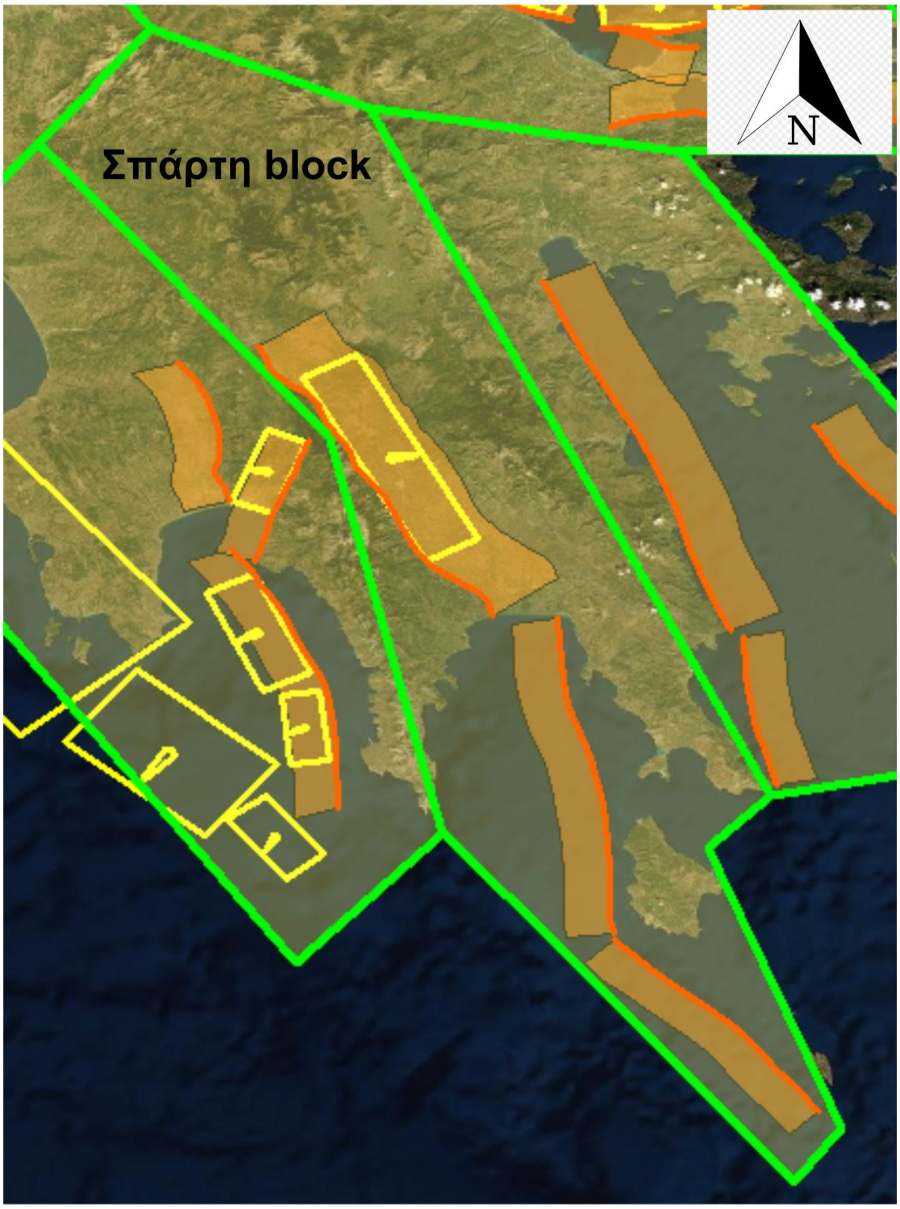
Τα παλαιότερα ρήγματα (NAF-4 έως NAF-7) φαίνεται ότι είναι εν δυνάμει ενεργά, ενώ ενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια του Πλειόκαινου – Πλειστόκαινου και χαρακτηρίζονται από εκτατικό πεδίο τάσεων ΒΑ – ΝΔ κατεύθυνσης. Τα νεότερα ρήγματα (NAF-1 έως NAF-3) ενεργοποιήθηκαν στο Τεταρτογενές και ελέγχονται από ένα νέο εκτατικό πεδίο τάσεων ΒΔ – ΝΑ κατεύθυνσης.

3.3.1.3. Σπάρτη block

Στο κεντρικό τμήμα της Πελοποννήσου εντοπίζεται το δεύτερο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block), το οποίο ονομάζεται ‘Σπάρτη block’ (Εικόνα 3.3.1.3.1). Με βάση την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία τριών Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), τα οποία τοποθετούνται στην περιοχή του όρους Ταΰγετου και την υποθαλάσσια περιοχή του Λακωνικού κόλπου. Σημειώνεται ότι στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος συμπεριλαμβάνεται και το νησί των Κυθήρων.

Όσον αφορά την ενεργό τεκτονική της περιοχής, το κυριότερο τεκτονικό χαρακτηριστικό είναι το ρήγμα της Σπάρτης με χαρακτηριστικές εμφανίσεις καθρέφτη (Papanikolaou et al., 2013). Εκτός από τις συγκεκριμένες εμφανίσεις παρατηρούνται ρωγμές και διακλάσεις με παράταξη παράλληλη ή κάθετη στο κύριο ρήγμα. Το ανατολικό μέτωπο του όρους Ταΰγετου αποτελεί μορφοτεκτονικά ένα από τα πιο εντυπωσιακά συστήματα κανονικών ρηγμάτων της Ελλάδας (Armijo et al., 1991; Gaki-Papanastassiou et al., 1996). Ειδικότερα, το συνολικό του μήκος υπολογίζεται ότι είναι περίπου 60 χιλιόμετρα, η παράταξή του είναι ΒΒΔ – ΝΝΑ, η κλίση του είναι προς τα ανατολικά και αποτελείται από αρκετά τμήματα. Στο νότιο τμήμα του όρους Ταΰγετου εντοπίζεται το προαναφερόμενο ρήγμα της Σπάρτης, το οποίο χαρακτηρίζεται από ΒΔ παράταξη (30 μοίρες), μήκος 20 χιλιομέτρων και κλίση 40 μοιρών προς τα ανατολικά. Επιπρόσθετα, σημειώνεται ότι το ρήγμα της Σπάρτης βρίσκεται σε σεισμική ηρεμία, ενώ ο χρόνος επανάληψης ισχυρών σεισμών είναι μεγαλύτερος από 2500 χρόνια (Papanastassiou, 1998).

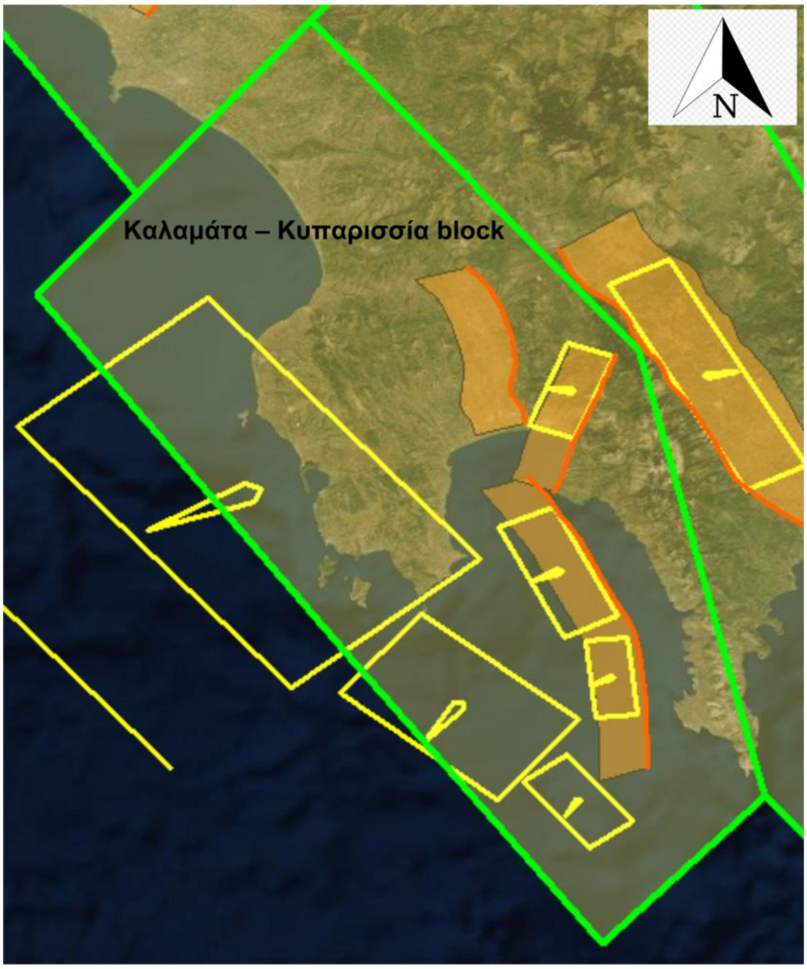
Σχετικά με την περιοχή του Λακωνικού κόλπου, ένα τεκτονικό κέρας παρουσιάζεται εντός της τεκτονικής τάφρου του κόλπου, το οποίο έρχεται σε αντίθεση με το μοντέλο μίας απλής Β – Ν ασύμμετρης τεκτονικής τάφρου, όπως αρχικά θεωρούταν. Επιπρόσθετα, μία κατάπτωση μεγαλύτερη των 1000 μέτρων παράγεται από τα Β – Ν περιθωριακά ρήγματα, ενώ τα Β – Ν ρήγματα που δημιουργούν την κεντρική δομή του τεκτονικού κέρατος εντός της τεκτονικής τάφρου του Λακωνικού κόλπου είναι μεγάλης γωνίας ανάστροφα ρήγματα, τα οποία ανύψωσαν περίπου 100 μέτρα το θαλάσσιο πυθμένα μαζί με τα πλειστοκαινικά και ολοκαινικά ιζήματα (Papanikolaou et al., 2001). Επιπλέον, στην περιοχή εντοπίζονται αρκετά Α – Δ κάθετα ρήγματα, με κίνηση οριζόντιας μετατόπισης παραμορφώνουν τις Β – Ν δομές. Εν κατακλείδι, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η κεντρική τεκτονική δομή του κέρατος είναι πολύ πρόσφατη, καθώς παρατηρείται η παραμόρφωση των πλειστοκαινικών και ολιγοκαινικών ιζημάτων και ως εκ τούτου προκρίνεται το σενάριο ύπαρξης ενός διεφελκυστικού γεωδυναμικού καθεστώτος (Papanikolaou et al., 2007).



Εικόνα 3.3.1.3.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Σπάρτη, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) και τα Μεμονωμένα Ενεργά Ρήγματα (ISSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

3.3.1.4. Καλαμάτα – Κυπαρισσία block

Στο νοτιοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία 'Καλαμάτα – Κυπαρισσία block' (Εικόνα 3.3.1.4.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνει κατά κύριο λόγο τις νεοτεκτονικές δομές που αναπτύσσονται στην ευρύτερη περιοχή των πόλεων της Καλαμάτας και της Κυπαρισσίας, ενώ λαμβάνοντας υπόψη την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), στο εσωτερικό του τεκτονικού τεμάχους εντοπίζονται τρία στα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs). Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι και η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από σημαντική πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα.



Εικόνα 3.3.1.4.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Καλαμάτα – Κυπαρισσία, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) και τα Μεμονωμένα Ενεργά Ρήγματα (ISSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Η σημαντικότερη τεκτονική δομή της περιοχής μελέτης είναι η τεκτονική τάφρος Καλαμάτα – Κυπαρισσία, η οποία χαρακτηρίζεται από την παρουσία τεσσάρων νεοτεκτονικών λεκανών, οι οποίες είναι οι εξής: i) η λεκάνη Κάτω Μεσσηνία (νότια), ii) η λεκάνη Άνω Μεσσηνία (βόρεια), iii) η μικρότερη λεκάνη Δώριο και iv) η λεκάνη Κυπαρισσία – Καλό Νερό (δυτικά). Οι λεκάνες αυτές σχηματίζουν μία λωρίδα, χαμηλής ανύψωσης (περίπου 120 μέτρων), η οποία ενώνει τον Μεσσηνιακό κόλπο με τον Κυπαρισσιακό κόλπο (Ιόνιο Πέλαγος) (Mariolakos et al., 1989).

Η τεκτονική τάφρος Καλαμάτας – Κυπαρισσίας οριοθετείται από δύο κύριες ρηξιγενείς ζώνες. Η πρώτη ορίζει τα ανατολικά και τα δυτικά όρια της τεκτονικής τάφρου, ενώ η δεύτερη σχηματίζει τα βόρεια και τα νότια όρια. Η ανατολική, ρηξιγενής ζώνη περιλαμβάνει ρήγματα ΒΒΔ – ΝΝΑ και ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης, ενώ βασικό χαρακτηριστικό αυτής της ζώνης είναι η παράλληλη διεύθυνση των ρηγμάτων. Στο ανατολικό περιθώριο του νότιου τμήματος της τεκτονικής τάφρου εντοπίζονται μικρότερης κλίμακας νεοτεκτονικές δομές, μερικές από τις οποίες είναι παράλληλες με την τεκτονική τάφρο, ενώ άλλες είναι κάθετες σε αυτή (Mariolakos et al., 1989).

Όσον αφορά τα κύρια χαρακτηριστικά της ενεργού τεκτονικής στην ευρύτερη περιοχή της Καλαμάτας συνοψίζονται ως εξής: i) η πυκνότητα των νεοτεκτονικών ρηγμάτων φαίνεται να είναι ακανόνιστη στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής, ii) η πυκνότητα των ρηγμάτων στις τεταρτογενείς αποθέσεις γύρω από την πόλη της Μεσσήνης (δυτικά της Καλαμάτας) είναι σχετικά υψηλότερη από αυτή που παρατηρήθηκε στις νεογενείς αποθέσεις, οι οποίες εμφανίζονται στο ανατολικό περιθώριο της τεκτονικής τάφρου Καλαμάτα – Κυπαρισσία και iii) η πυκνότητα των νεοτεκτονικών ρηγμάτων στους ασβεστόλιθους της Τρίπολης είναι πολύ υψηλότερη από εκείνη, η οποία παρατηρήθηκε στους Κρητιδικούς ασβεστόλιθους της επωθημένης μονάδας της Πίνδου. Επιπρόσθετα, στην περιοχή εντοπίζεται μία σειρά διαρρήξεων, οι οποίες αποτελούν το αποτέλεσμα της επανενεργοποίησης των παλαιότερων νεοτεκτονικών ρηγμάτων.

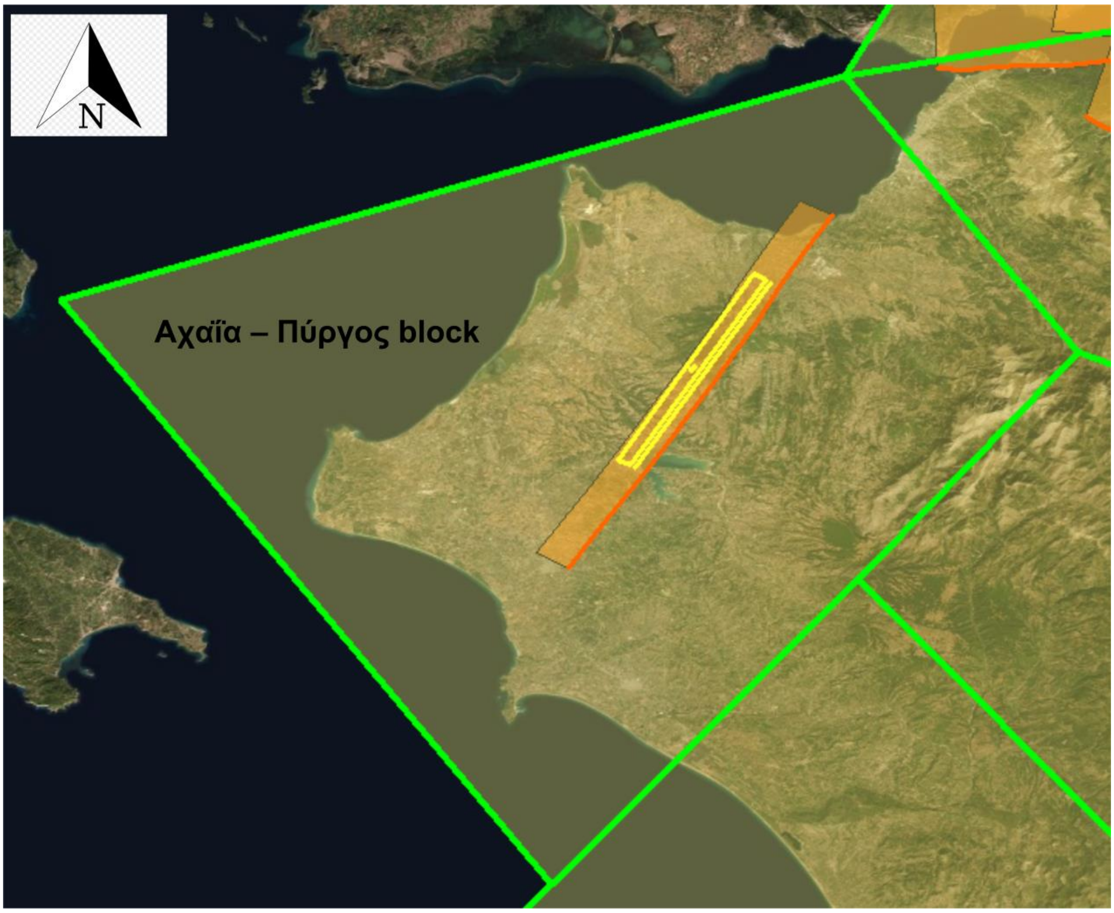
Σχετικά με τη σεισμικότητα της περιοχής, το χαρακτηριστικότερο και πιο καταστροφικό γεγονός θεωρείται ο σεισμός της Καλαμάτας, ο οποίος έλαβε χώρα το 1986. Πιο συγκεκριμένα, κατά τη διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας τον Σεπτέμβριο του 1986 εντοπίστηκαν πολλές εδαφικές διαρρήξεις στην επικεντρική περιοχή, οι οποίες θεωρήθηκαν ως επιφανειακά ίχνη του σεισμικού ρήγματος (Papazachos & Papazachou, 2003). Πράγματι, οι συγκεκριμένες εδαφικές διαρρήξεις προκλήθηκαν από το κύριο σεισμικό γεγονός, καθώς συμπίπτουν σε αρκετά σημεία με το ίχνος του γεωλογικού κανονικού ρήγματος, το οποίο τοποθετείται 2 – 3 χιλιόμετρα ανατολικά της πόλης της Καλαμάτας στην ανατολική πλευρά του Μεσσηνιακού κόλπου, ο οποίος βρίσκεται στους πρόποδες του Ταΰγετου. Ειδικότερα, το σεισμικό ρήγμα έχει μία ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξη (0 – 30 μοίρες), μεγάλη κλίση (70 – 80 μοίρες) προς ΔΒΔ και επηρεάζει τους κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους και τους φυλλίτες της γεωλογικής ενότητας της Νότιας Πελοποννήσου, τους μεσοζωικούς ασβεστόλιθους και τον Τεταρτογενή φλύσχη της ζώνης Τρίπολης και τους μεσοζωικούς ασβεστόλιθους της ζώνης Πίνδου (Papazachos et al., 1988).

Λαμβάνοντας υπόψη τις παρατηρήσεις πεδίου, προκύπτει το γεγονός ότι το κανονικό, σεισμικό ρήγμα είχε μία καθαρά νεοτεκτονική δραστηριότητα, επηρεάζοντας τους τεταρτογενείς σχηματισμούς στους πρόποδες του όρους Καλάθιον και προκαλώντας μία σημαντική κατάπτωση της δυτικής πλευράς του όρους, ενώ ταυτόχρονα αποτελεί ένα από τα ρήγματα που σχετίζεται με το σχηματισμό του Μεσσηνιακού κόλπου, μία διαδικασία που έλαβε χώρα κατά το Πλειόκαινο – Τεταρτογενές. Επιπρόσθετα, στην περιοχή του Ταΰγετου, το κανονικό ρήγμα, με παράταξη 20 – 30 μοίρες, διατρέχει σχεδόν παράλληλα το γεωλογικό όριο μεταξύ των φυλλιτών και των μεσοζωικών ασβεστόλιθων της ζώνης Τρίπολης, ενώ στην περιοχή της βορειοανατολικής Καλαμάτας, το νεοτεκτονικό ρήγμα (22 μοίρες παράταξη και 72 μοίρες κλίση προς ΒΔ) επηρεάζει τους μεσοζωικούς ασβεστόλιθους και τον φλύσχη της ζώνης Τρίπολης, με τις πρόσφατες διαρρήξεις να συμπίπτουν με ακρίβεια με το ίχνος του ρήγματος. Επιπλέον, οι εδαφικές διαρρήξεις της σεισμικής δραστηριότητας του 1986 επηρεάζουν το τεκτονικό λατυποπαγές ακριβώς με τον ίδιο τρόπο (22 μοίρες παράταξη και 72 μοίρες κλίση προς ΒΔ) και ως εκ τούτου είναι συστηματικά ευθυγραμμισμένες με την ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξη, παράλληλες στα παρατηρούμενα ίχνη του νεοτεκτονικού ρήγματος, αποδεικνύοντας ότι σχετίζονται (Papanikolaou et al., 1988; Papazachos et al., 1988; Papoulia & Makris, 2004).

3.3.1.5. Αχαΐα – Πύργος block

Στη βορειοδυτική περιοχή της Πελοποννήσου ορίζεται ένα ακόμη ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Αχαΐα – Πύργος block’ (Εικόνα 3.3.1.5.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος είναι συγκριτικά το μικρότερο από τα υπόλοιπα τεκτονικά τεμάχη της Πελοποννήσου και σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων

Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS) περιλαμβάνει ένα Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS), το οποίο ωστόσο συνδέεται με πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα.



Εικόνα 3.3.1.5.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Αχαΐα – Πύργος, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) και τα Μεμονωμένα Ενεργά Ρήγματα (ISSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Πιο συγκεκριμένα, ο σεισμός του 2008 στο όρος Μόβρη (M_w = 6.4) ήταν ο πιο καταστροφικός της περιόδου των τελευταίων 30 ετών για τη βορειοδυτική Πελοπόννησο, επηρεάζοντάς την και προκαλώντας σοβαρές εδαφικές αστοχίες και εκτενείς ζημιές σε κτήρια κατά μήκος 30 χιλιομέτρων και σε μία ευρεία περιοχή 20 χιλιομέτρων παράλληλα με την ακτή της θάλασσας του Ιονίου. Το κύριο σεισμικό γεγονός συνέβη στις 8 Ιουνίου 2008, ενώ στη συνέχεια ακολούθησε μία σειρά μετασεισμών με μέγιστο μέγεθος M_w = 5.1. Παρά το γεγονός ότι όλοι οι αναφερόμενοι μηχανισμοί γένεσης του γεγονότος του 2008 υποδεικνύουν σχεδόν καθαρή οριζόντιας μετατόπισης κινηματική, αναφέρθηκαν σημαντικά διαφορετικές εκτιμήσεις του εστιακού βάθους και της ακριβούς θέσης. Όσον αφορά το εστιακό βάθος, οι εκτιμήσεις ποικίλουν από 5 έως 30 χιλιόμετρα, καθώς η θέση του επικέντρου του κύριου γεγονότος τοποθετείται είτε δυτικά, είτε ανατολικά, είτε νότια του Β – Ν παράταξης όρους Σκόλλις. Ακόμη και με αυτές τις αβεβαιότητες για το βάθος ή τη θέση του αναφερόμενου επικέντρου, ο μηχανισμός γένεσης του γεγονότος της 8ης Ιουνίου 2008 ανήκει σε μία σειρά μηχανισμών γένεσης, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από οριζόντια μετατόπιση και δρουν στην περιοχή μεταξύ του νησιού της Ζακύνθου και της πόλης της Πάτρας (Koukouvelas et al., 2010).

Ειδικότερα, ο πρώτος σεισμός της προαναφερόμενης σειράς έλαβε χώρα στις 16 Οκτωβρίου 1988 (M_w = 5.9) και ήταν ένα γεγονός κοντά στη στεριά που προκάλεσε περιορισμένη καταστροφή των κτιρίων στην πόλη του Βαρθολομιού. Μετά από αυτό το γεγονός, ακολούθησε ο σεισμός του Πύργου, κοντά στην παράκτια περιοχή, στις 26 Μαρτίου 1993, προκαλώντας σημαντική ζημιά στα κτίρια της πόλης του Πύργου, ενώ ταυτόχρονα ενεργοποίησε μία σειρά από κατολισθήσεις και ρευστοποιήσεις στην ευρύτερη περιοχή. Κατά το ίδιο έτος, η πόλη της Πάτρας βίωσε έναν μεσαίου μεγέθους σεισμό (M_w = 5.4) στις 14 Ιουλίου. Στη συγκεκριμένη περιοχή, η τεκτονική χαρτογράφηση δείχνει ότι τα περισσότερα από τα ενεργά ρήγματα είναι προσανατολισμένα ΔΒΔ – ΑΝΑ (Zelilidis et al., 1988; Koukouvelas et al., 2010). Ωστόσο, οι επιλύσεις των μηχανισμών γένεσης προτείνουν δραστηριότητα κατά μήκος των ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρηγμάτων. Η σειρά αυτών των μεσαίου μεγέθους γεγονότων ακολουθήθηκαν από το σεισμό του Βαρθολομιού (M_w = 5.5) στη χερσόνησο Κυλλήνη στις 2 Δεκεμβρίου 2002 και από το σεισμό της Χαλανδρίτσας (M_w = 4.8) στις 4 Φεβρουαρίου 2006. Ωστόσο, κανένα από αυτά τα γεγονότα δεν προκάλεσε επιφανειακές διαρρήξεις και ως εκ τούτου η φύση της σεισμικής παραμόρφωσης σε βάθος, καθώς και η επιφανειακή παραμόρφωση δεν είναι σαφείς.

Όσον αφορά τον πρόσφατο σεισμό του όρους Μόβρη αποτέλεσε ένα ισχυρό σεισμικό γεγονός που δείχνει την οριζόντιας μετατόπισης κινηματική σε βάθος, χαρακτηριζόμενη από εκτενή αλλά και πολύπλοκη επιφανειακή διάρρηξη, προσφέροντας μία ευκαιρία περιγραφής της επιφανειακής παραμόρφωσης σε μία περιοχή περιορισμένων εμφανίσεων, συσχετίζοντας ταυτόχρονα τις διαδικασίες παραμόρφωσης σε βάθος με αυτές στην επιφάνεια.

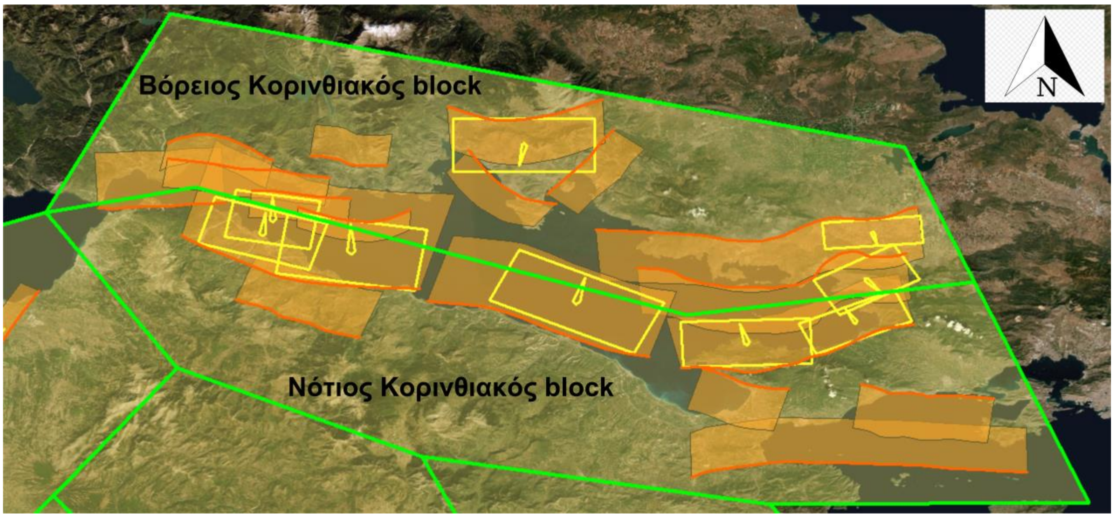
Σχετικά με την ενεργό τεκτονική της ευρύτερης περιοχής, στη ΒΔ Πελοπόννησο επικράτησε ένα εκτατικό πεδίο τάσεων από τις αρχές του Πλειόκαινου έως σήμερα, γεννώντας δύο κύριες σειρές ενεργών, κανονικών ρηγμάτων με ΒΑ – ΝΔ και ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξη, αντίστοιχα (Doutsos et al., 1988; Doutsos and Kokkalas, 2001; Koukouvelas et al., 2010). Από γεωδυναμική άποψη, ο συγχρονισμός αυτών των δύο διαφορετικών τρόπων της μετα-Μειοκαινικής παραμόρφωσης στο μέτωπο και τα εσωτερικά μέρη της εφιππεύουσας πλάκας της σύγχρονης ελληνικής ζώνης υποβύθισης αντανακλά ενδεχομένως την παραμόρφωση που προκαλείται τόσο από την υποχώρηση της υποβυθίζουσας πλάκας, όσο και από την προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας.

Οι προαναφερόμενες τεκτονικές δομές εντοπίζονται σε σημαντικό βαθμό στη νεοτεκτονική λεκάνη της Δάφνης. Αρχικά, η κατανομή των ιζηματογενών σχηματισμών αποδεικνύουν τη συνιζηματογενή δραστηριότητα κατά μήκος του κύριου ορίου των ρηγμάτων, αποδεικνύοντας αφενός την παρουσία των ΒΒΑ έως ΒΑ παράταξης ρηγμάτων και αφετέρου το γεγονός ότι περιλαμβάνονται στο μεγαλύτερο τμήμα της έκτασης. Η ανάπτυξη αυτής της ομάδας ρηγμάτων φαίνεται ότι ελέγχει την απόθεση των ιζημάτων που λαμβάνει χώρα από το Κατώτερο Πλειόκαινο έως το Ολόκαινο (Doutsos & Poulimenos, 1992). Η δεύτερη κύρια ομάδα των ΔΒΔ παράταξης κανονικών ρηγμάτων σχετίζεται με την πλειοκαινική έως ολοκαινική απόθεση ιζημάτων, ενώ και η παρουσία τους είναι περιορισμένη, γεγονός το οποίο στοιχειοθετείται με την παρουσία των ελαφρώς περιστραμμένων στρωμάτων και των μικρών μετατοπίσεων (μέχρι 500 μέτρα) που απαντώνται κατά μήκος αυτών των ρηγμάτων. Γενικότερα, και οι δύο ομάδες ρηγμάτων θεωρούνται ενεργές, καθώς από την ανάλυση της ολίσθησης των ρηγμάτων της ευρύτερης περιοχής της βορειοδυτικής Πελοποννήσου προέκυψε ένας τανυστής τάσης με τον ελάχιστο συμπιεστικό άξονα (σ_3) να έχει διεύθυνση Β – Ν, συγκριτικά με την κατάσταση της παραμόρφωσης που καταγράφηκε από GPS και σεισμικά δεδομένα (Hirn et al., 1996; Hollenstein et al., 2008; Sachpazi et al., 2000).

Όσον αφορά το σεισμικό γεγονός του όρους Μόβρη, ιδιαίτερη έμφαση δόθηκε στη βορειοανατολική ζώνη, η οποία ορίστηκε από την κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας, καλύπτοντας τελικά σχεδόν ολόκληρη την περιοχή που επηρεάστηκε. Πιο συγκεκριμένα, η μετασεισμική περιοχή εκτείνεται σε μήκος περίπου 25 χιλιομέτρων, ενώ το πλάτος της επιφάνειας προβολής των μετασεισμών κυμαίνεται μεταξύ 5 και 10 χιλιομέτρων. Το βάθος των μετασεισμών σπάνια υπερβαίνει τα 22 χιλιόμετρα. Κατά την υπαίθρια μελέτη δεν εντοπίστηκαν επιφανειακές διαρρήξεις ή δραστηριότητα των ρηγμάτων ή μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά, η ανάπτυξη των οποίων να ταυτίζεται με αυτήν τη ΒΑ διεύθυνση, αλλά μόνο μικρής κλίμακας ρωγμώσεις. Η χαρτογράφηση των διαρρήξεων των επιφανειών των ρηγμάτων κατά τη διάρκεια της 8ης Ιουνίου 2008, δείχνει ότι ο σεισμός χαρακτηρίζεται από μία πολύπλοκη μορφή, η οποία περιλαμβάνει τρία κύρια τμήματα. Το πρώτο χαρακτηρίζεται από ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξη, το δεύτερο από Β – Ν παράταξη και το τρίτο από ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξη.

3.3.1.6. Νότιος Κορινθιακός block – Βόρειος Κορινθιακός block

Στο βόρειο τμήμα της Πελοποννήσου, μεταξύ Πελοποννήσου και Στερεάς Ελλάδας, εντοπίζεται ο Κορινθιακός κόλπος, ο οποίος διαιρείται σε δύο ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks), τα οποία φέρουν την ονομασία ‘Νότιος Κορινθιακός block’ και ‘Βόρειος Κορινθιακός block’, αντίστοιχα (Εικόνα 3.3.1.6.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), στα συγκεκριμένα τεκτονικά τεμάχη έχουν προσδιοριστεί 16 Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), τα οποία σχετίζονται άμεσα με την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, ενώ η επικρατούσα παράταξη είναι Α – Δ έως ΒΔ – ΝΑ. Με βάση τις κλίσεις εντοπίζονται δύο κύριες κατηγορίες Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs). Στην πρώτη κατηγορία εντοπίζονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), τα οποία βρίσκονται στο νότιο τμήμα της περιοχής και κλίνουν προς τα βόρεια (συμπεριλαμβάνονται στο ‘Νότιος Κορινθιακός block’), ενώ στη δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) που εντοπίζονται στο βόρειο τμήμα της περιοχής και κλίνουν προς τα νότια (συμπεριλαμβάνονται στο ‘Βόρειος Κορινθιακός block’), επιβεβαιώνοντας το χαρακτήρα τεκτονικής τάφρου του Κορινθιακού κόλπου.



Εικόνα 3.3.1.6.1. Ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) Νότιος Κορινθιακός block και Βόρειος Κορινθιακός block, στα οποία συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) και τα Μεμονωμένα Ενεργά Ρήγματα (ISSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς, ο Κορινθιακός κόλπος αποτελεί την πιο ενεργή τεκτονική τάφρο της περιοχής του Αιγαίου, παρουσιάζοντας μία παγκοσμίως αξιοσημείωτη τεκτονική και σεισμική δραστηριότητα (Armijo et al., 1996; Beckers et al., 2015; Briole et al., 2000; Charalampakis et al., 2014; Doutsos et al., 1988; Duffy et al., 2015; Duverger et al., 2015; Flerit et al., 2004; Ford et al., 2013, 2017; Gawthorpe et al., 2018; Hemelsdaël et al., 2017; Hemelsdaël & Ford, 2016; Le Pichon & Angelier, 1981; Mesimeri & Karakostas, 2018; Nixon et al., 2016; Papanikolaou et al., 2015). Γεωμετρικά, ο Κορινθιακός κόλπος παρουσιάζει μία ΒΑ (περίπου 120 μοίρες) διεύθυνση, ενώ το μήκος και το πλάτος του είναι 110 και 30 χιλιόμετρα, αντίστοιχα. Επιπρόσθετα, χαρακτηρίζεται ως μία ασύμμετρη τεκτονική τάφρος με πολύπλοκη γεωμετρία ρηγμάτων (Cotterill, 2006), καθώς καταγράφονται πολυάριθμες ενεργές ρηξιγενείς ζώνες και τμήματα αυτών των ζωνών εμφανίζονται στην ξηρά.

Η εκτατική δραστηριότητα του Κορινθιακού κόλπου έχει μελετηθεί από πολλούς ερευνητές (Ambraseys and Jackson, 1997; Clarke et al., 1998; Collier et al., 1992; Doutsos and Poulimenos, 1992; Ferentinos et al., 1988; Koukouvelas, 1998; Rietbrock et al., 1996), ενώ οι ετήσιοι ρυθμοί έκτασης που έχουν υπολογιστεί στη Β – Ν διεύθυνση, ποικίλουν μεταξύ 4 και 15 χιλιοστών. Η Β – Ν διεύθυνση της καταγεγραμμένης έκτασης είναι σύμφωνη με την παρουσία των Α – Δ έως ΒΔ – ΝΑ ενεργών ρηξιγενών ζωνών (Armijo et al., 1996; Davies et al., 1997; Maniatis et al., 2003). Οι μεγαλύτεροι ρυθμοί έκτασης εντοπίζονται στα ρήγματα, τα οποία προκύπτουν από την έλλειψη ισορροπίας μεταξύ της διεύθυνσης που προεκτείνεται η τεκτονική τάφρος και της διεύθυνσης του εξασθενημένου φλοιού (Rigo et al., 1996; Tiberi et al., 2000). Επιπλέον, η ευρύτερη περιοχή χαρακτηρίζεται από υποθαλάσσια και χερσαία δραστηριότητα ανύψωσης και τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των παράκτιων περιοχών σχετίζονται με απότομα πρανή και βαθειά υποθαλάσσια φαράγγια (Maniatis et al., 2003). Όσον αφορά τους ρυθμούς, οι οποίοι βασίζονται σε γεωδαιτικά δεδομένα, έχουν υπολογιστεί συνολικά για την τεκτονική τάφρο του Κορινθιακού κόλπου και όχι μεμονωμένα για κάθε ρήγμα (Billiris et al., 1991; Mattei et al., 2004).

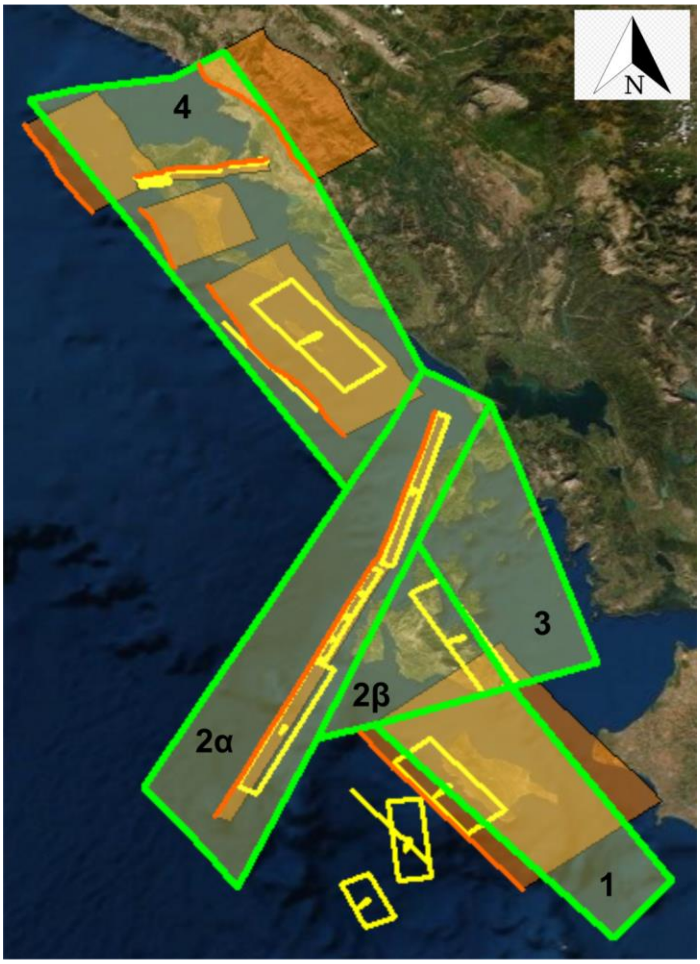
Σχετικά με τις πληροφορίες που λαμβάνονται από τη βαθυμετρία και τα σεισμικά προφίλ, ο βαθυμετρικός χάρτης του Κορινθιακού κόλπου παρουσιάζει μία ΔΒΔ – ΑΝΑ επιμήκης λεκάνη μήκους 40 χιλιομέτρων και πλάτους 9 έως 12 χιλιομέτρων. Επιπλέον, δυτικά της περιοχής του Αιγίου, η λεκάνη συρρικνώνεται προς τον κεντρικό άξονα και προς τα ανατολικά, ενώ κοντά στις Αλκυονίδες νήσους σχηματίζεται μία υπολεκάνη με μέγιστο βάθος 350 μέτρων. Το νότιο περιθώριο (κλίσεις 30-40%) παρουσιάζει μικρά φαράγγια παράταξης ΒΑ – ΝΔ, εγκάρσια στην κύρια διεύθυνση του Κορινθιακού κόλπου και το βόρειο περιθώριο χαρακτηρίζεται από χαμηλές μορφολογικές κλίσεις (κλίσεις 15%), ορίζοντας το βόρειο όριο της κεντρικής λεκάνης (Drakopoulou & Kyriakidou, 2016). Λαμβάνοντας υπόψη τα δεδομένα των σεισμικών προφίλ (McNeill et al., 2005; Stefatos et al., 2002), η γεωμετρία των ρηγμάτων χαρακτηρίζεται από πολυπλοκότητα. Ειδικότερα, το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου παρουσιάζει γεωμετρία τεκτονικής ημι-τάφρου, όπου τα κύρια ρήγματα κλίνουν προς τα νότια. Το κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου χαρακτηρίζεται από ένα τυπικό, συμμετρικό προφίλ τεκτονικής τάφρου, ενώ στο δυτικό τμήμα παρατηρείται μια αλλαγή πολικότητας τη τεκτονικής τάφρου, οδηγώντας στην παρουσία κύριων ρηγμάτων με κλίση προς τα βόρεια (Stefatos et al., 2002).

Όσον αφορά την πρόσφατη σεισμικότητα, πολυάριθμοι και καταστροφικοί σεισμοί έχουν καταγραφεί στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Τυπικά παραδείγματα σεισμικών γεγονότων είναι ο σεισμός της Ερατεινής (M_s = 6.4) το 1965, ο σεισμός της Αντίκυρας (M_s = 6.2) το 1970, η σεισμική ακολουθία του 1981(τρεις σεισμοί με M_s = 6.7, M_s = 6.4 και M_s = 6.4, αντίστοιχα) στη λεκάνη των Αλκυονίδων, στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου (Collier et al., 1998; Jackson et al., 1982; Taymaz et al., 1991) και ο σεισμός του Αιγίου (M_s = 6.1) το 1995, 7,5 χιλιόμετρα ΒΒΑ από την πόλη του Αιγίου στο δυτικό Κορινθιακό κόλπο (Koukouvelas & Doutsos, 1996; Koukouvelas, 1998; Papatheodorou & Ferentinos, 1997).

3.3.2. Ιόνιο Πέλαγος

3.3.2.1. Γενικά

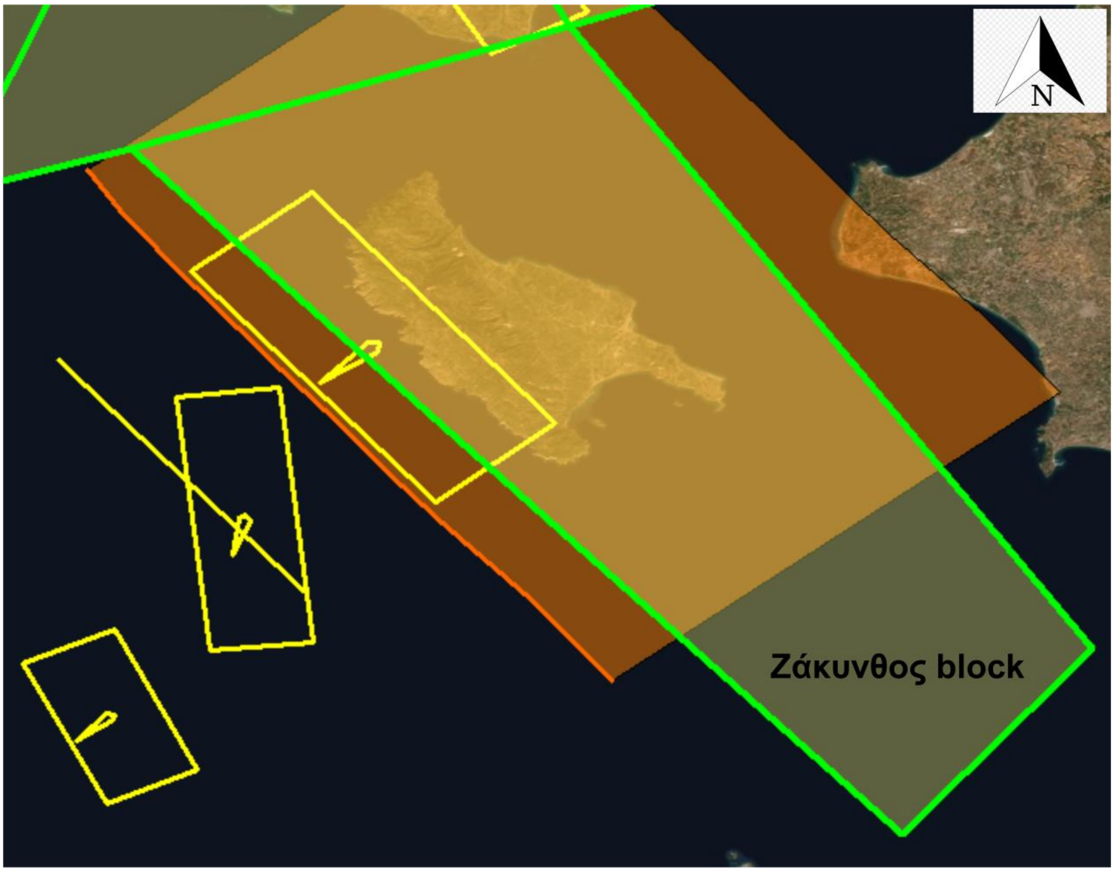
Η περιοχή του Ιόνιου Πελάγους χαρακτηρίζεται ως η περιοχή της Ελλάδας με τη σημαντικότερη σεισμική δραστηριότητα, η οποία εκφράζεται με πολυάριθμους ιστορικούς και πρόσφατους σεισμούς. Η συγκεκριμένη περιοχή χωρίζεται σε πέντε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) (Εικόνα 3.3.2.1.1), με βάση τη χρήση της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS). Παρακάτω περιγράφεται αναλυτικά το τεκτονικό καθεστώς των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών.



Εικόνα 3.3.2.1.1. Τα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) της περιοχής του Ιόνιου Πελάγους (1: Ζάκυνθος block, 2α: Κεφαλονιά block, 2β: Κεφαλονιά block, 3: Λευκάδα block και 4: Κέρκυρα block).

3.3.2.2. Ζάκυνθος block

Το πρώτο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) της περιοχής του Ιονίου Πελάγους εντοπίζεται στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής και φέρει την ονομασία ‘Ζάκυνθος block’ (Εικόνα 3.3.2.2.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνει ένα Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS) σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), η επιφανειακή εκδήλωση του οποίου εντοπίζεται εξωτερικά του τεκτονικού τεμάχους και ειδικότερα στο νοτιοδυτικό του τμήμα. Το συγκεκριμένο Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS) χαρακτηρίζεται ως ανάστροφο και ουσιαστικά αποτελεί τμήμα του Ελληνικού τόξου, όπου πραγματοποιείται η σύγκλιση της Αφρικανικής κάτω από την Ευρασιατική πλάκα.



Εικόνα 3.3.2.2.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Ζάκυνθος, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Η ευρύτερη περιοχή της Ζακύνθου είναι σήμερα μία από τις πιο σεισμοτεκτονικά ενεργές περιοχές, όχι μόνο στην Ελλάδα, αλλά σε ολόκληρη την περιοχή της

Μεσογείου (Jackson & McKenzie, 1988). Αυτό επιβεβαιώνεται από τους υπάρχοντες καταλόγους σεισμικών γεγονότων για την Ελλάδα, όπου εντοπίζονται περισσότερα από 4500 σεισμικά γεγονότα ενδιάμεσου μεγέθους τα τελευταία 50 χρόνια, με αρκετά μεγάλα και καταστρεπτικά γεγονότα μεταξύ τους (Burton et al., 2004). Χαρακτηριστικοί θεωρούνται οι σεισμοί του 1959 (M_w = 6.8) και του 1997 (M_w = 6.6) (Kiratzi & Louvari, 2003), καθώς και ο πρόσφατος σεισμός (M = 6.8) του 2018. Γενικά, η περιοχή χαρακτηρίζεται από οριζόντια συμπίεση σχεδόν κάθετη στο Ελληνικό τόξο, η οποία θεωρείται ότι ξεκίνησε κατά τη διάρκεια του Μειόκαινου (Hatzfeld et al., 1990). Συνεπώς, οι περισσότεροι σεισμοί αυτής της συγκεκριμένης περιοχής του Ελληνικού τόξου περιλαμβάνουν ανάστροφη κίνηση (Chousianitis et al., 2017).

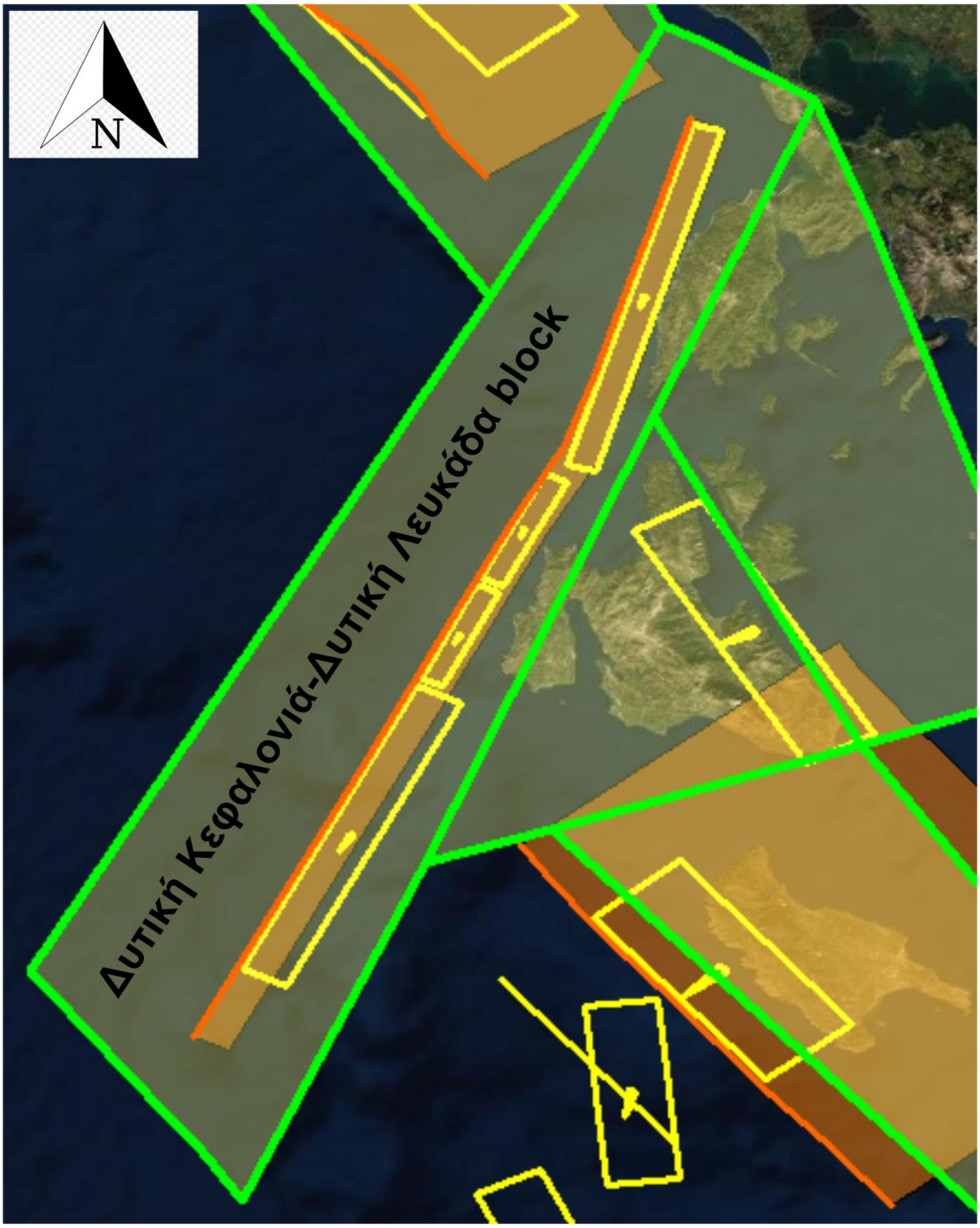
3.3.2.3. Δυτική Κεφαλονιά-Δυτική Λευκάδα block – Ανατολική Κεφαλονιά block

Στο κεντρικό τμήμα του Ιόνιου Πελάγους εντοπίζεται το νησί της Κεφαλονιάς, το οποίο διαιρείται σε δύο ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks), τα οποία φέρουν την ονομασία ‘Δυτική Κεφαλονιά-Δυτική Λευκάδα block’ και ‘Ανατολική Κεφαλονιά block’, αντίστοιχα (Εικόνες 3.3.2.3.1 και 3.3.2.3.2). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), το ανεξάρτητο τέμαχος της Δυτικής Κεφαλονιάς περιλαμβάνει ένα Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS), ενώ το αντίστοιχο της Ανατολικής Κεφαλονιάς δεν περιλαμβάνει κάποιο Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS). Ουσιαστικά, το ένα Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS) είναι αυτό, το οποίο οδηγεί στη διαίρεση της περιοχής σε δύο ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη, έναντι της ύπαρξης ενός ενιαίου. Ως εκ τούτου, εξάγεται το συμπέρασμα ότι το συγκεκριμένο Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS) είναι καθοριστικό για τη διαμόρφωση του ενεργού τεκτονικού καθεστώτος της περιοχής. Ειδικότερα, αποτελεί το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς, το οποίο συνδέεται άμεσα με αξιοσημείωτη σεισμικότητα της περιοχής, καθορίζοντας το ευρύτερο σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής του Ιόνιου Πελάγους.

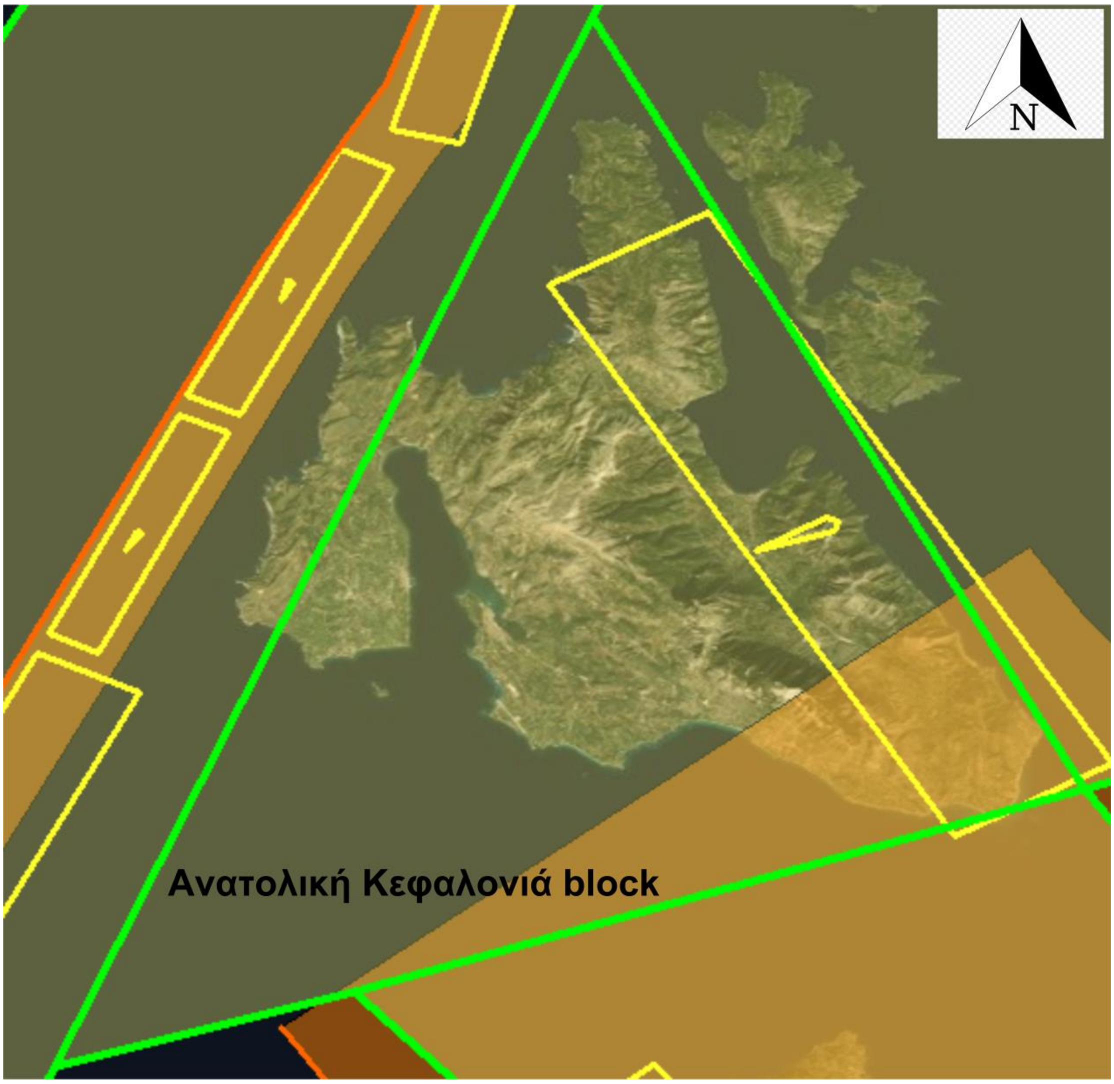
Αρχικά, θεωρείται απαραίτητο να αναφερθεί η γεωτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής. Πιο συγκεκριμένα, κατά τη σύγκλιση της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας με ένα μέσο ετήσιο ρυθμό 10 χιλιοστών (Argus et al., 1989) καταστρέφεται η Μεσογειακή ωκεάνια λιθόσφαιρα, αποτελώντας την πιο πρόσφατη εμφάνιση διηπειρωτικής έκτασης. Κατά τη παραμόρφωση της Ευρωπαϊκής άνω πλάκας δημιουργήθηκαν τα όρια εγκαρσίως των οποίων έλαβε χώρα ένας πιο γρήγορος ετήσιος ρυθμός υποβύθισης (μεγαλύτερος από 40 χιλιοστά) τόσο στο τόξο της Καλαβρίας όσο και το Ελληνικό τόξο (Sachpazi et al., 2000). Στο τόξο της Καλαβρίας, δεν έχουν σημειωθεί μεγάλοι γνωστοί σεισμοί, ενώ και η γρήγορη υποβύθιση φαίνεται ότι σταμάτησε πρόσφατα (Hirn et al., 1997). Αντιθέτως, στο Ελληνικό τόξο υπάρχει ακόμη και σήμερα έντονη δραστηριότητα, η οποία επιβεβαιώνεται από την κατανομή και τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών.

Εστιάζοντας στην υποβύθιση του Ελληνικού τόξου, φαίνεται ότι λαμβάνει χώρα σε μία περιοχή, η οποία περιορίζεται μεταξύ της ηπειρωτικής σύγκλισης της Απουλίας με της Αλβανίδες και τις Διναρίδες στα βορειοδυτικά και της γρήγορης προς τα δυτικά πλευρικής διαφυγής της Ανατολίας στα ανατολικά, η οποία πραγματοποιεί τη συγκεκριμένη κίνηση λόγω της προς το βορρά πίεσης της Αραβικής πλάκας από το Μέσο Μειόκαινο (Le Pichon et al., 1995).

Στο δυτικό τμήμα της Ελληνικής ζώνης σύγκλισης, όπου βρίσκεται και η ευρύτερη περιοχή της Κεφαλονιάς, το τεκτονικό καθεστώς περιπλέκεται ακόμη περισσότερο από δύο στοιχεία: 1) την αλλαγή στο χώρο από ωκεάνια υποβύθιση σε ηπειρωτική σύγκλιση εκατέρωθεν του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς και 2) την αλλαγή στο χρόνο της θέσης των ανάστροφων ρηγμάτων στην περιοχή των νησιών του Νότιου Ιονίου. Η συγκεκριμένη εξέλιξη μπορεί να περιγραφεί σε συνέχεια της Αλπικής ορογενετικής εξέλιξης ως μία εμπρόσθια προεκτεταμένη πτύχωση και ανάστροφη ζώνη των Ελληνίδων (Underhill, 1989), το μέτωπο της οποίας εμφανίστηκε σε μία θέση της στην επώθηση της Πίνδου (Μέσο Μειόκαινο), στη συνέχεια σε μία θέση δυτικά της Ιόνιας ζώνης (Ιόνια επώθηση) και τελικά σε μία θέση δυτικά των νησιών Κεφαλονιάς και Ζακύνθου, κατά μήκος των οποίων το νότιο τμήμα της ηπειρωτικής περιοχής της Απουλίας επωθείται ενεργά πάνω στη βαθειά λεκάνη του Ιονίου, πιθανότατα εδώ και 4 – 5 εκατομμύρια χρόνια. Αξίζει να σημειωθεί ότι από την άποψη των τεκτονικών πλακών, η περιοχή του Ιονίου Πελάγους είναι μοναδική, αποτελώντας έναν πολλαπλό κόμβο, όπου όλοι οι τύποι των ορίων των πλακών συνδέονται σε μία κλίμακα 100 χιλιομέτρων (Lagios et al., 2007).



Εικόνα 3.3.2.3.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Δυτική Κεφαλονιά-Δυτική Λευκάδα, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται το Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).



Εικόνα 3.3.2.3.2. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Ανατολική Κεφαλονιά.

Με βάση όσα προαναφέρθηκαν, οι κύριοι τύποι ρηγμάτων που κυριαρχούν στα νησιά του Κεντρικού Ιόνιου Πελάγους, οι οποίοι επιβεβαιώνονται και από την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS) (Caputo et al., 2012; Pavlides et al., 2010; Sboras, 2011) είναι οι εξής: 1) ένα δεξιόστροφο οριζόντιας μετατόπισης (CTFZ) και 2) ένα ρήγμα ανάστροφης ολίσθησης. Το CTFZ είναι η πιο αντιπροσωπευτική δομή οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή μελέτης, σχηματίζοντας ένα χαρακτηριστικό πρανές δεξιά από τη δυτική ακτή της Κεφαλονιάς αλλά και της Λευκάδας. Στην GreDaSS, αυτή η συγκεκριμένη ρηξιγενής ζώνη διαιρείται σε αρκετά τμήματα, σύμφωνα με την πρόσφατη σεισμικότητα.

Όσον αφορά την περιοχή γύρω από το CTFZ (Ανατολική Κεφαλονιά block) είναι σεισμικά πολύ ενεργή, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνεται με την εκδήλωση συχνών και μεγάλου μεγέθους σεισμών (Ambraseys, 2015; Papazachos & Papazachou, 2003). Λαμβάνοντας υπόψη την ιστορική σεισμικότητα της περιοχής, ένα από τα πρώτα καταγεγραμμένα γεγονότα ήταν ο μεγάλος σεισμός (M > 7.0) του 1469, ο οποίος προκάλεσε εκτενή καταστροφή. Ωστόσο, η φτωχή ποιότητα πληροφοριών, η οποία είναι διαθέσιμη για τους ιστορικούς σεισμούς μαζί με την τεκτονική πολυπλοκότητα της περιοχής δεν επιτρέπει το συσχετισμό των ιστορικών σεισμών με τα ρήγματα, με τα οποία συνδέονται.

Η ΒΑ – ΝΔ παράταξη συμπίεσης κατά μήκος του Δυτικού Ελληνικού Τόξου, ο σημαντικός σεισμοτεκτονικός ρόλος του CTFZ και η αμελητέα κίνηση στην περιοχή βόρεια του CTFZ είναι αποτελέσματα, τα οποία επιβεβαιώνονται και από τις γεωδαιτικές έρευνες. Σύμφωνα με διάφορες GPS καμπάνιες (Cocard et al., 1999; Hollenstein et al., 2008; Kahle et al., 1996), οι μικρές ταχύτητες παρατηρούνται στα βόρεια του CTFZ (η περιοχή που καταλαμβάνεται από το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος της Κέρκυρας), ενώ ταχύτητες περίπου 20 χιλιοστών/έτος και 40 χιλιοστών/έτος προς τα νοτιοδυτικά παρατηρούνται γύρω από τα κεντρικά Ιόνια νησιά (Ανατολική Κεφαλονιά block, Δυτική Κεφαλονιά block και Λευκάδα block) και στην υποθαλάσσια περιοχή της δυτικής Πελοποννήσου, αντίστοιχα.

Με βάση τη δορυφορική γεωδαισία πραγματοποιήθηκε ανάλυση για το νησί της Κεφαλονιάς για τη χρονική περίοδο μεταξύ 1992 και 2010 (Lagios et al., 2012), η οποία δείχνει: 1) την οριζόντια δεξιόστροφη περιστροφή της Κεφαλονιάς και ετήσιες ταχύτητες που κυμαίνονται μεταξύ 3 και 8 χιλιοστών, με τις μεγαλύτερες τιμές να εμφανίζονται στο δυτικό και το νότιο τμήμα του νησιού και 2) δύο διακριτές περιόδους κατακόρυφης παραμόρφωσης. Η πρώτη περιλαμβάνει το χρονικό διάστημα 1992 – 2003, κατά το οποίο έλαβε χώρα μία σχεδόν γραμμική, ελαφρά κατάπτωση (περίπου 1 χιλιοστό/έτος), ενώ η δεύτερη περιλαμβάνει το χρονικό διάστημα 2003 – 2010, όταν μία ανύψωση περίπου 2 – 4 χιλιοστά/έτος έλαβε χώρα κυρίως κατά μήκος του νότιου και του νοτιοανατολικού τμήματος του νησιού. Μεγαλύτερες ταχύτητες που ξεπερνούν τα 4 χιλιοστά/έτος έλαβαν χώρα στο δυτικό τμήμα του νησιού. Στη χερσόνησο Παλική (δυτική Κεφαλονιά), η συνολική ανύψωση (περίπου 70 χιλιοστά) που μετρήθηκε κατά τη διάρκεια της δεύτερης περιόδου έφτασε τα υψηλότερα παρατηρούμενα εύρη. Συνεπώς, τα προαναφερόμενα αποτελέσματα ενισχύουν το διαχωρισμό της Κεφαλονιάς σε δύο ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη, το πιο ενεργό τεκτονικά τέμαχος της Δυτικής Κεφαλονιάς και το λιγότερο ενεργό, αλλά παρόλα αυτά αξιοσημείωτο τεκτονικά, τέμαχος της Ανατολικής Κεφαλονιάς.

Στο σημείο αυτό θεωρείται απαραίτητη η αναφορά της πρόσφατης σεισμικής δραστηριότητας, η οποία έλαβε χώρα στην Κεφαλονιά (Gospodinov et al., 2015; Karakostas et al., 2015; Sboras et al., 2016). Ειδικότερα, η σεισμική ακολουθία του Ιανουαρίου – Φεβρουαρίου 2014 διέρρηξε το δυτικό τμήμα της Κεφαλονιάς μεταξύ του CTFZ προς τα δυτικά και του ‘Άσσος – Σκάλα’ ρήγματος προς τα ανατολικά. Η οριζόντια κατανομή των επανατοποθετημένων μετασεισμών καλύπτει ολόκληρη τη χερσόνησο Παλική, συνεχίζοντας υποθαλάσσια προς τον κόλπο του Μύρτου προς τα βόρεια. Τρία κύρια γεγονότα, με μέγεθος πάνω από 5.0 έλαβαν χώρα σε αυτήν τη μετασεισμική ακολουθία.

Το μεγαλύτερο κύριο γεγονός (Mw = 6.1) συνέβη στις 26 Ιανουαρίου 2014. Το επανατοποθετημένο επικεντρικό βάθος εκτιμάται στα 16,5 χιλιόμετρα, ενώ η μετασεισμική του κατανομή παρουσίασε μία απότομη κλίση προς τα ανατολικά. Ο προτεινόμενος τανυστής ροπής δείχνει ένα σχεδόν καθαρό οριζόντιας μετατόπισης, ΑΝΑ κλίσης επίπεδο ρήγματος (παράταξη/ κλίση / κατεύθυνση ολίσθησης = 023° / 68° / 175°) (Karastathis et al., 2015; Papadopoulos et al., 2014). Το δεύτερο μεγαλύτερο γεγονός (Mw = 5.3) συνέβη σχεδόν πέντε ώρες μετά το πρώτο γεγονός σε ένα επανατοποθετημένο βάθος 12,5 χιλιομέτρων. Η μετασεισμική ακολουθία του συγκεκριμένου γεγονότος δε μπόρεσε να απομονωθεί διότι επικαλύφθηκε με τη μετασεισμική ακολουθία του προηγούμενου γεγονότος. Ο τανυστής ροπής αποκαλύπτει ένα καθαρό ανάστροφο, ΑΒΑ κλίσης ρήγμα (παράταξη/ κλίση / κατεύθυνση ολίσθησης = 352° / 40° / 89°) (Sboras et al., 2016). Το τρίτο ισχυρό σεισμικό γεγονός (Mw = 6.0) συνέβη στις 3 Φεβρουαρίου 2014. Το επανατοποθετημένο υποκεντρικό βάθος υπολογίστηκε στα 4,6 χιλιόμετρα, ενώ σύμφωνα με τον τανυστή ροπής προτείνεται ένα πλάγιας ολίσθησης, ΔΒΔ κλίσης επίπεδο ρήγματος με μία σημαντική ανάστροφη συνιστώσα (παράταξη/ κλίση / κατεύθυνση ολίσθησης = 183° / 56° / 138°) (Sboras et al., 2016), η οποία είναι σύμφωνη με την ανύψωση που παρατηρείται στη χερσόνησο Παλική και τη μετασεισμική χωρική κατανομή, η οποία περιγράφει ένα επίπεδο ρήγματος προς τα δυτικά.

Η σύνθεση της τηλεπισκόπησης και της γεωδαιτικής ανάλυσης (Boncori et al., 2015), η οποία εστιάστηκε στα κύρια γεγονότα της μετασεισμικής ακολουθίας, κατέδειξε μία απότομη αλλαγή της παραμόρφωσης μεταξύ της χερσονήσου Παλική και του υπόλοιπου νησιού προς τα ανατολικά. Ένα Β – Ν παράταξης όριο, βόρεια από τον κόλπο Αργοστολίου χωρίζει την ζώνη σχετικής ανύψωσης (μέχρι 20 εκατοστά) και την κίνηση (μέχρι 35 εκατοστά) της χερσονήσου Παλίκη προς τα δυτικά από το ανατολικό τμήμα του νησιού. Επιπρόσθετα, η εργασία υπαίθρου στην επικεντρική περιοχή μετά το κύριο γεγονός της 26^{ης} Ιανουαρίου 2014 και του μετασεισμού της 3^{ης} Φεβρουαρίου 2014, αποκάλυψε την απουσία πρωτογενών εδαφικών διαρρήξεων, αλλά την παρουσία αρκετών τύπων δευτερογενών αποτελεσμάτων (ρευστοποιήσεις, καταπτώσεις βράχων, κατολισθήσεις, κλπ) (Valkaniotis et al., 2014).

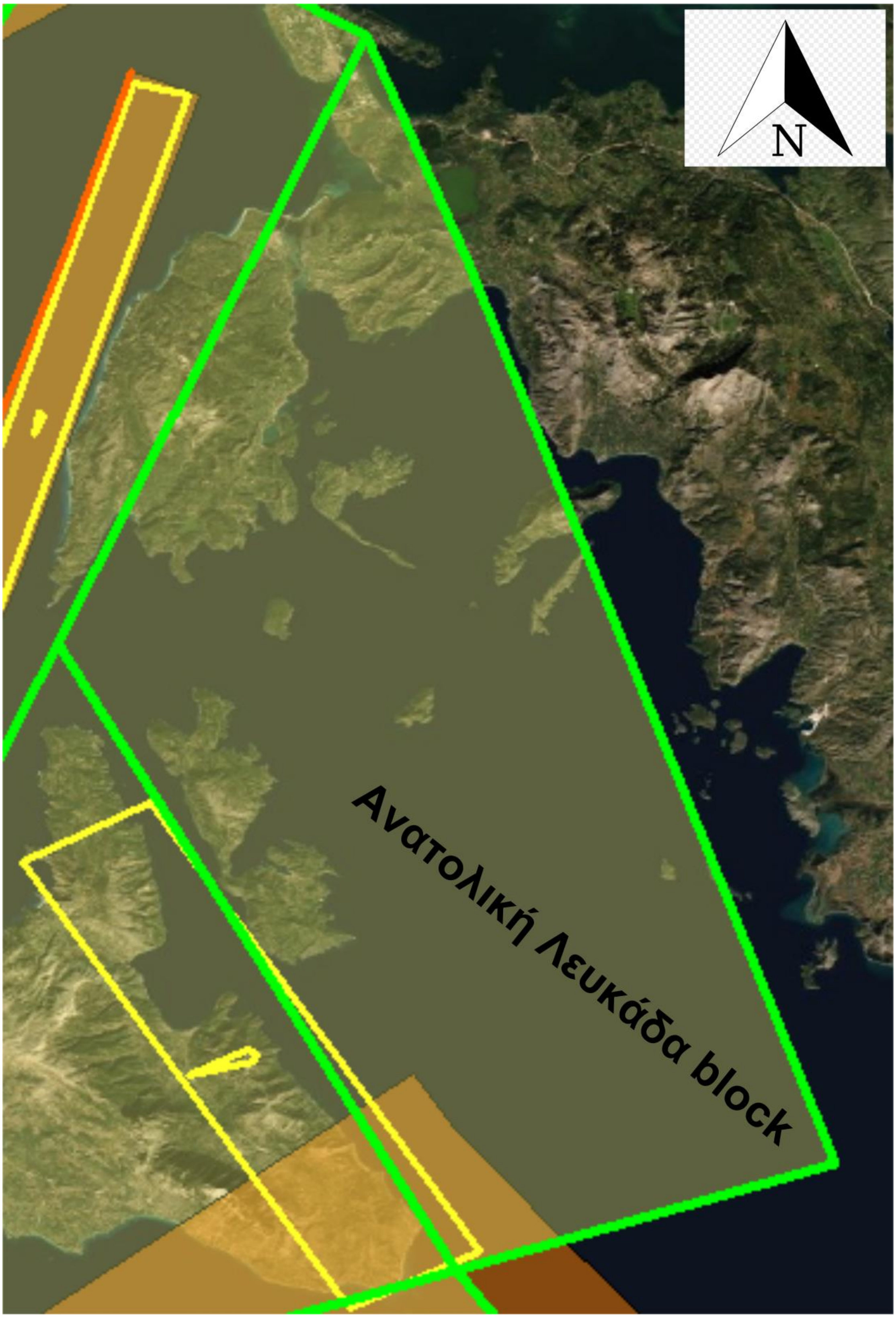
3.3.2.4. Ανατολική Λευκάδα block

Στο κεντρικό τμήμα του Ιόνιου Πελάγους εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Ανατολική Λευκάδα block’ (Εικόνα 3.3.2.4.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνει το ανατολικό τμήμα του νησιού της Λευκάδας, καθώς και το νησί της Ιθάκης, ενώ δεν χαρακτηρίζεται από την παρουσία κάποιου Σύνθετου Ενεργού Ρήγματος (CSS), όπως προκύπτει από Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Ο προσδιορισμός του συγκεκριμένου ανεξάρτητου τεκτονικού τεμάχους πραγματοποιήθηκε με αντίστοιχο τρόπο με εκείνον της Κεφαλονιάς, προκειμένου να δοθεί ιδιαίτερη έμφαση στο γεγονός ότι το δυτικό τμήμα της Λευκάδας, το οποίο ανήκει στο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος ‘Δυτική Κεφαλονιά-Δυτική Λευκάδα’, είναι σαφώς πιο ενεργό, τεκτονικά και σεισμικά, από το αντίστοιχο ανατολικό, καθιστώντας απαραίτητο το διαχωρισμό τους.

Όσον αφορά το γεωτεκτονικό καθεστώς, είναι ουσιαστικά το ίδιο με αυτό της Κεφαλονιάς που περιγράφηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Η κύρια τεκτονική δομή που επηρεάζει το νησί της Λευκάδας είναι το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς. Το συγκεκριμένο ρήγμα προεκτείνεται μέχρι το δυτικό τμήμα της Λευκάδας (Louvari et al., 1999), τμήμα του οποίου προκαλεί την έντονη σεισμική δραστηριότητα.

Ο πιο πρόσφατος σεισμός έλαβε χώρα τον Νοέμβριο του 2015 στο δυτικό τμήμα της Λευκάδας, ενώ ένα αντίστοιχου μεγέθους σεισμικό γεγονός σημειώθηκε στην ίδια περιοχή κατά το έτος 2003 (Benetatos et al., 2005; Karakostas et al., 2004; Papadimitriou et al., 2006). Ειδικότερα, στις Νοεμβρίου 2015 ένας ισχυρός σεισμός διέρρηξε το δυτικό τμήμα της Λευκάδας, λίγα χιλιόμετρα ανατολικά του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς. Το μέγεθος και ο τανυστής ροπής υπολογίστηκαν ότι είναι $M_w = 6.4$ και $M_0 = 4.402E+18$ Nm, αντίστοιχα, ενώ το εστιακό βάθος υπολογίστηκε στα 10 χιλιόμετρα. Η χωρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας (Papadimitriou, 2002; Sboras et al., 2016) αποκάλυψε δύο ομάδες στο οριζόντιο επίπεδο, οι οποίες εμφανίστηκαν λόγω της συσσωρευμένης τάσης στις άκρες της κίνησης οριζόντιας μετατόπισης, ενώ η κάθετη έκταση περιορίζεται σε βάθος 12 περίπου χιλιομέτρων. Το προτεινόμενο επίπεδο ρήγματος από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών παρουσιάζει παράταξη/κλίση/κατεύθυνση ολίσθησης με στοιχεία 203°/88°/159°, αντίστοιχα. Τα αποτελέσματα της συμβολομετρίας εικόνων InSAR δείχνουν ότι η εδαφική παραμόρφωση παράγεται από ένα χερσαίο ρήγμα, το οποίο είναι πολύ κοντά και σχεδόν παράλληλο στη δυτική ακτή της Λευκάδας (Chousianitis et al., 2016). Επιπλέον, αρκετά δευτερογενή παραμορφωτικά αποτελέσματα παρατηρήθηκαν μετά από το σεισμό (Papathanassiou et al., 2017), όπως αστοχίες πρανών και φαινόμενα ρευστοποιήσεων, ειδικά κοντά στη δυτική και νότια ακτή του νησιού.

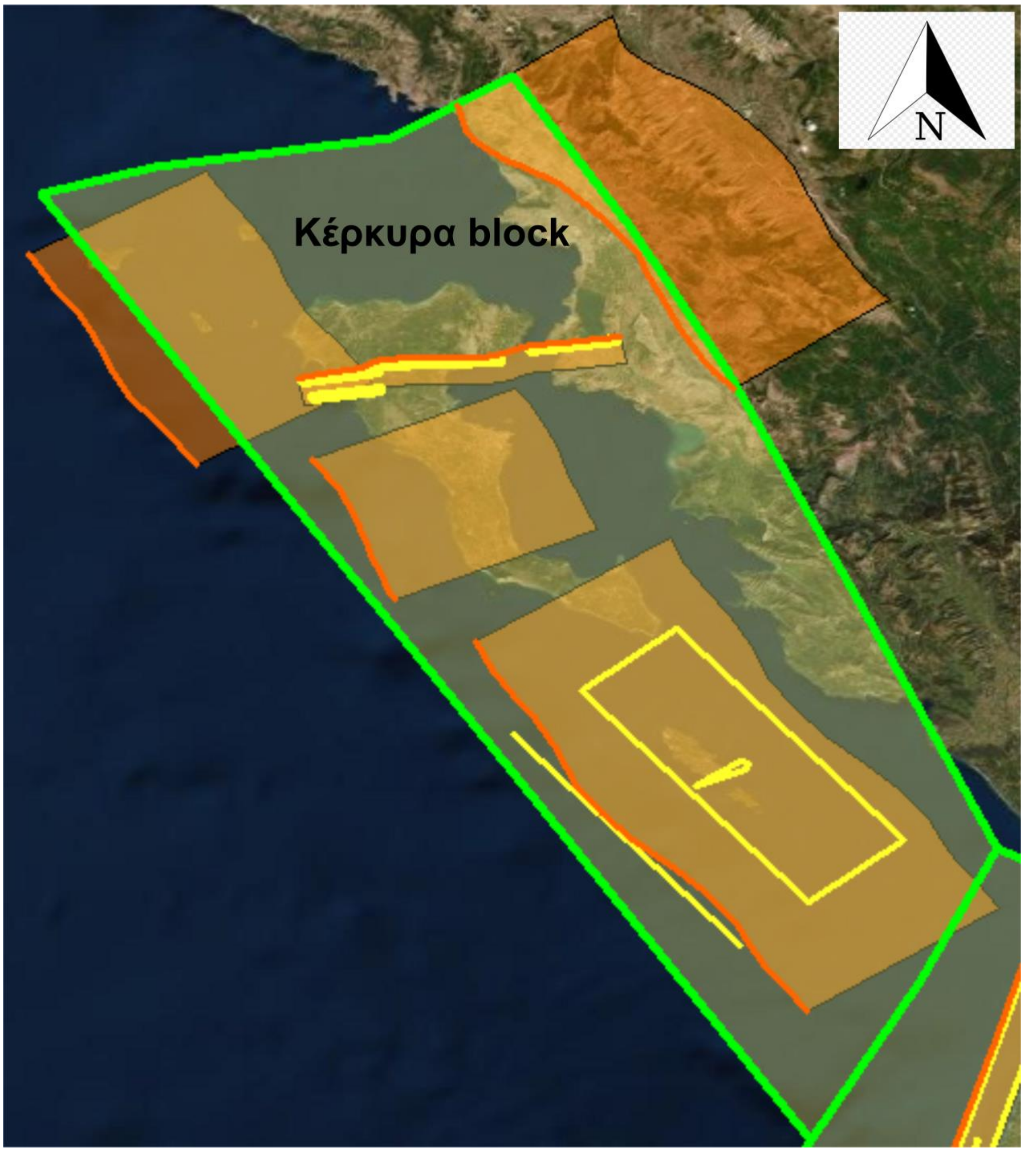
Αντιθέτως, η σεισμική δραστηριότητα ελαχιστοποιείται σημαντικά στο ανατολικό τμήμα της Λευκάδας, κυρίως λόγω της απουσίας αξιοσημείωτων ενεργών τεκτονικών δομών. Γενικά, στο ανατολικό τμήμα υπάρχουν δύο καταγεγραμμένες νεοτεκτονικές ενότητες (νεοτεκτονική ενότητα Τσουκαλάδων – Κατούνας και νεοτεκτονική ενότητα Λαϊνακίου – Βλύχου – Πόρου) με ρηξιγενείς ζώνες ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης (Lekkas et al., 2001), χωρίς ωστόσο να συνδέονται με κάποιο σεισμικό γεγονός.



Εικόνα 3.3.2.4.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Ανατολική Κεφαλονιά.

3.3.2.5. Κέρκυρα block

Στο βορειοδυτικό τμήμα του Ιόνιου Πελάγους ορίζεται το τελευταίο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) της περιοχής με την ονομασία 'Κέρκυρα block' (Εικόνα 3.3.2.5.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος είναι συγκριτικά το λιγότερο τεκτονικά ενεργό από τα υπόλοιπα τεκτονικά τεμάχη του Ιόνιου Πελάγους. Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS) περιλαμβάνει πέντε Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), ένα εκ των οποίων προεκτείνεται στην περιοχή της Αλβανίας.



Εικόνα 3.3.2.2.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κέρκυρα, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

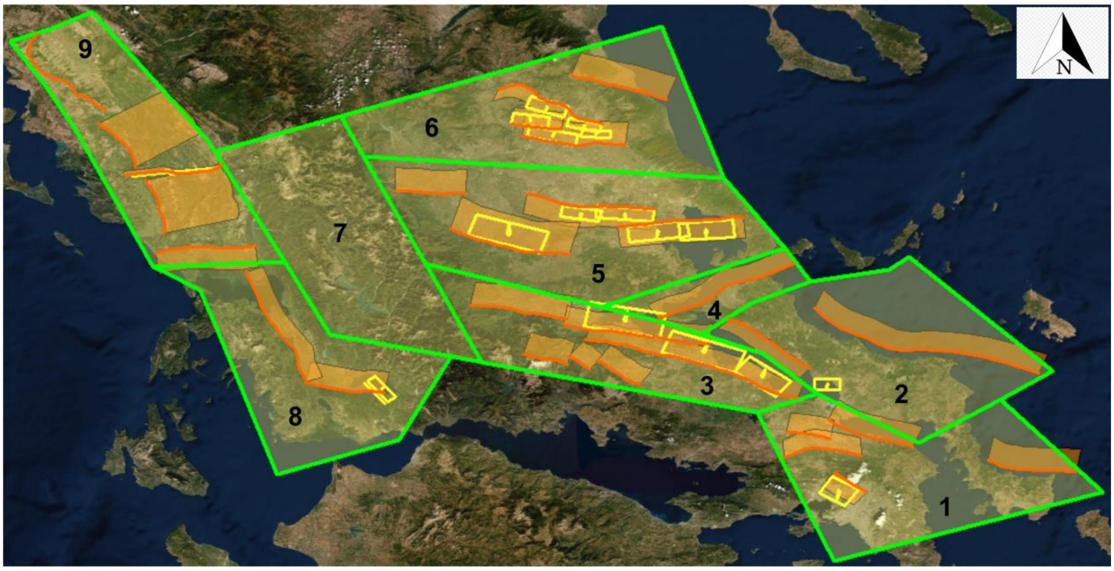
Όσον αφορά την περιοχή το εξεταζόμενου τεκτονικού τεμάχους, όπως έχει ήδη αναφερθεί, τοποθετείται στο βόρειο – βορειοδυτικό τμήμα του Ιόνιου Πελάγους, φθάνοντας ουσιαστικά μέχρι το όριό του με την Αδριατική Θάλασσα. Η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από την παρουσία σημαντικών ανάστροφων ρηγμάτων δυτικά της Κέρκυρας και από το σύστημα της υποθαλάσσιας κοιλάδας Κέρκυρας – Κεφαλονιάς (ανατολικά της Κέρκυρας), το οποίο εκτείνεται παράλληλα με την ελληνική υφαλοκρηπίδα, παρουσιάζοντας ένα διαμήκη άξονα ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης, μέχρι το βορειοδυτικό τμήμα της Κεφαλονιάς (Poulos et al., 1999).

Σχετικά με τη τεκτονική και στρωματογραφική γεωλογική σύνθεση, ης περιοχή χαρακτηρίζεται από την παρουσία ανάστροφων ρηγμάτων και πτυχών, η ενεργοποίηση των οποίων έχει πραγματοποιηθεί από το Μειόκαινο (Brooks & Ferentinos, 1984; Mercier et al., 1976; Monopolis & Bruneton, 1982). Τα τεκτονικά παραμορφωμένα ιζήματα, μεταβλητού πάχους, είναι τοποθετημένα πάνω στα στρώματα Κρητιδικής – Μειοκαινικής ηλικίας, συμπεριλαμβάνοντας και τους εβαπορίτες, ηλικίας Μεσσηνίου (Blanpied & Stanley, 1981). Επιπλέον, η τοπική τεκτονική περιλαμβάνει πολύπλοκα μοντέλα ολίσθησης, τα οποία προκύπτουν από την υψηλή σεισμικότητα, με σημαντικές κινήσεις, οι οποίες είναι ιδιαίτερα έντονες στη δυτική Ελλάδα. Αυτές οι κινήσεις αναμένεται να προκαλέσουν μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις της τάξεως του 20–30% g στο νότιο τμήμα του τεκτονικού τεμάχους και ειδικά κατά μήκος του ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς, η ζώνη δράσης του οποίου αποτελεί το νότιο όριο του συγκεκριμένου τεκτονικού τεμάχους, ενώ μειώνεται σε 10–15% g προς το βόρειο τμήμα της περιοχής (Makropoulos & Burton, 1985) και ελαχιστοποιείται στο βορειότερο τμήμα του τεκτονικού τεμάχους.

3.3.3. Κεντρική Ελλάδα (Στερεά Ελλάδα – Θεσσαλία – Ήπειρος)

3.3.3.1. Γενικά

Η περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας, η οποία ορίζεται ως το τμήμα της ελληνικής ενδοχώρας που εκτείνεται βόρεια της Πελοποννήσου, ανατολικά του Ιόνιου Πελάγους, δυτικά του Αιγαίου Πελάγους και νότια της Μακεδονίας, περιλαμβάνει την Στερεά Ελλάδα, τη Θεσσαλία και την Ήπειρο. Η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από την παρουσία σημαντικών ενεργών ρηξιγενών ζωνών, ενώ ορισμένες από αυτές συνδέονται με ιστορική ή πρόσφατη σεισμικότητα. Συνεπώς, η Κεντρική Ελλάδα διαιρείται σε εννέα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) (Εικόνα 3.3.3.1.1), με βάση τη χρήση της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS). Στη συνέχεια ακολουθεί η αναλυτική περιγραφή της ενεργού τεκτονικής των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών.



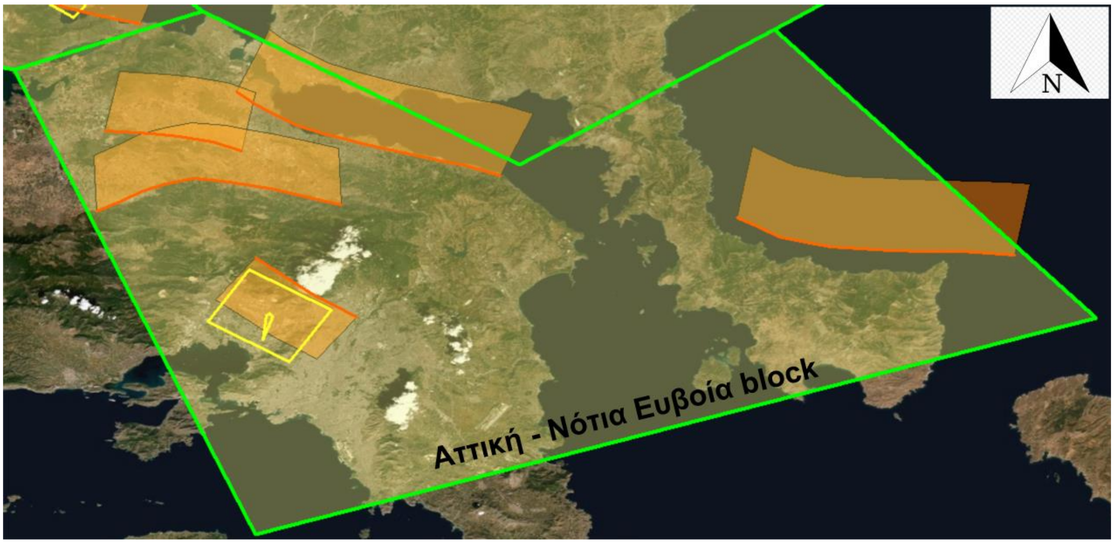
Εικόνα 3.3.3.1.1. Τα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) της περιοχής της Κεντρικής Ελλάδας (1: Αττική – Νότια Εύβοια block, 2: Αταλάντη – Αρκίτσα block, 3: Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος – Κεντρική Εύβοια block, 4: Παγασητικός κόλπος – Βόρεια Εύβοια block, 5: Νότια Θεσσαλία block, 6: Βόρεια Θεσσαλία block, 7: Πίνδος – Καρπενήσι block, 8: Μεσολόγγι – Αγρίνιο block και 9: Ήπειρος block).

3.3.3.2. Αττική – Νότια Εύβοια block

Στο νοτιοανατολικό τμήμα της Στερεάς Ελλάδας ορίζεται το πρώτο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) της περιοχής με την ονομασία ‘Αττική – Νότια Εύβοια block’ (Εικόνα 3.3.3.2.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνονται πέντε Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), ενώ στην ευρύτερη περιοχή σημειώνεται τόσο ενεργή δραστηριότητα όσο και πρόσφατα, καταστροφικά σεισμικά γεγονότα.

Όσον αφορά το ενεργό τεκτονικό καθεστώς της Αττικής, χαρακτηριστικό παράδειγμα της περιοχής αποτελεί η οροσειρά της Πάρνηθας, η οποία βρίσκεται μεταξύ των δύο τεταρτογενών ενεργών τεκτονικών τάφρων του Κορινθιακού κόλπου και του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, ενώ ταυτόχρονα στην ίδια περιοχή τοποθετείται ο σεισμός (M_s = 5.9) του 1999 στην περιοχή της Αθήνας (Papadopoulos et al., 2000; Pavlides et al., 2002).

Τα κύρια ρήγματα της περιοχής τοποθετούνται βόρεια και νότια από τους πρόποδες της Πάρνηθας στις περιοχές Θρακομακεδόνες, Φυλή και Αυλώνας, ενώ ένα επιπλέον κύριο ρήγμα εντοπίζεται στο δυτικό τμήμα (Θριάσια λεκάνη), χωρίς ωστόσο να θεωρείται ενεργό (Ganas et al., 2004). Τα τρία χαρτογραφημένα ρήγματα στην Πάρνηθα παρουσιάζουν μήκη μεταξύ 4 και 8,5 χιλιομέτρων. Ειδικότερα, τα δύο ρήγματα (Μάλιζα και Θρακομακεδόνες) περιλαμβάνουν ένα τμήμα, ενώ το ρήγμα Φυλή περιλαμβάνει τέσσερα τμήματα (Ganas et al., 2004). Σημειώνεται ότι κατά μήκος του ρήγματος Φυλή δεν υπάρχει ζώνη επικάλυψης μεγαλύτερη από 1 χιλιόμετρο, υποδεικνύοντας ότι τα μεμονωμένα όρια του τμήματος δεν μπορούν να εμποδίσουν μία διαδοχική ρήξη κατά μήκος του ρήγματος (Crone & Haller, 1991), ενώ πιθανό θεωρείται το γεγονός ότι τα 4 παράλληλα τμήματα συγχωνεύονται σε ένα ρηξιγενές επίπεδο στα σεισμογενετικά βάθη. Επιπλέον, η κατάπτωση του ρήγματος Φυλή μειώνεται από το τέλος του πρώτου τμήματος και προς τα βορειοδυτικά, ενώ το υψόμετρο αυξάνει, γεγονός το οποίο μπορεί να υποδεικνύει τη σύνδεση του συγκεκριμένου τμήματος με τα άλλα τρία τμήματα που βρίσκονται βορειότερα (Ganas et al., 2004).



Εικόνα 3.3.3.2.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Αττική – Νότια Εύβοια, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

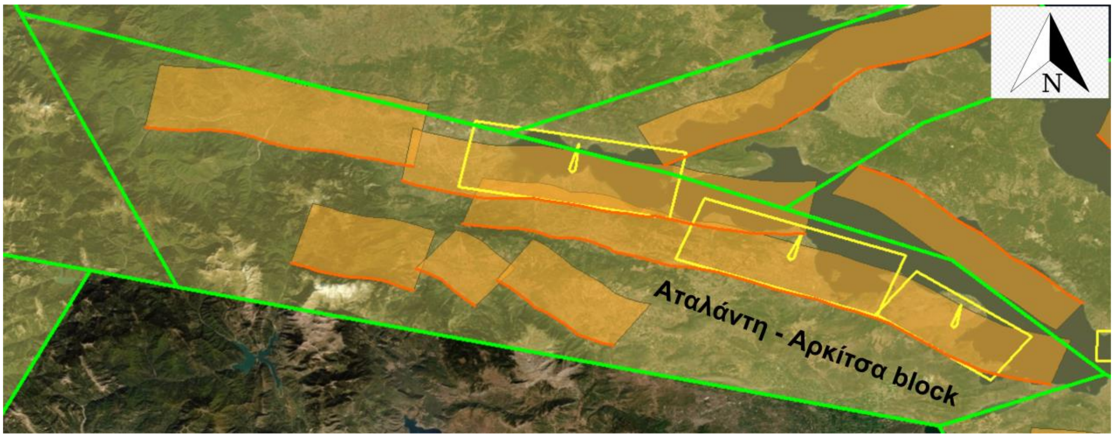
Το ρήγμα Μάλιζα είναι ένα νέο, κανονικό ρήγμα που σχηματίστηκε εντοπίζεται σε Μεσοζωικό ασβεστόλιθο, έχοντας συνολικό μήκος 4700 μέτρων και Α – Δ παράταξη. Θεωρείται πιθανό το γεγονός ότι ο λόφος Μαρίζα ήταν μία εσωτερική λεκάνη στο υποκείμενο τέμαχος του παλαιότερου ρήγματος Αυλώνας, χωρίζοντας τη λεκάνη της Μαλακάσας προς τα ανατολικά (Galanakis et al., 1997) από τη λεκάνη του Αυλώνα προς τα δυτικά. Η συγκεκριμένη υπόθεση ενισχύεται τόσο από το γεγονός ότι το αξονικό υδρογραφικό δίκτυο έχει αναπτυχθεί στο υπερκείμενο τέμαχος του ρήγματος Μάλιζα, το οποίο παρουσιάζει διεύθυνση ροής προς τα δυτικά, ενώ στη γειτονική λεκάνη της Μαλακάσας η αντίστοιχη ροή είναι προς τα βόρεια (Galanakis et al., 1997; Papanikolaou & Papanikolaou, 2007), όσο και από το γεγονός ότι κατά τη χαρτογράφηση το ρήγμα Μάλιζα παρουσίασε μία καμπύλη γεωμετρία, η οποία ακολουθεί τη μορφολογία τη ράχης, η οποία υπήρχε πριν από την τεκτονική τάφρο (Ganas et al., 2004). Η διάρρηξη συνάδει με το μοντέλο μετακίνησης του υπερκείμενου τεμάχους της ρηξιγενούς δραστηριότητας εντός των συστημάτων των τεκτονικών τάφρων (Goldsworthy & Jackson, 2001; Stewart & Hancock, 1991), στη συγκεκριμένη περίπτωση από το παλαιότερο ρήγμα Αυλώνα περίπου 2 χιλιόμετρα νότια από το λόφο Μάλιζα. Αντιθέτως, το ρήγμα Αυλώνας δε σχηματίζει ένα συνεχές τεκτονικό πρανές και δεν υπάρχει ένδειξη πρόσφατης δραστηριότητας στην ζώνη νότια του ρήγματος Μάλιζα (Ganas et al., 2004). Συνεπώς, προκύπτει το συμπέρασμα ότι το ρήγμα Μάλιζα θεωρείται πιθανότερο να ενεργοποιηθεί σεισμικά στην περιοχή του Αυλώνα.

Όσον αφορά το τμήμα της Νότιας Εύβοιας, δε χαρακτηρίζεται από σημαντική πρόσφατη τεκτονική δραστηριότητα, σε αντίθεση με το κεντρικό και το βόρειο κομμάτι της και ιδιαίτερα με την περιοχή του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, η οποία θα περιγραφεί αναλυτικά παρακάτω.

3.3.3.3. Αταλάντη – Αρκίτσα block

Στο κεντρικό τμήμα της Στερεάς Ελλάδας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία ‘Αταλάντη – Αρκίτσα block’ (Εικόνα 3.3.3.3.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), το συγκεκριμένο τέμαχος περιλαμβάνει έξι Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs). Στο νότιο περιθώριο της τεκτονικής τάφρου του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου εντοπίζονται οι τρεις κύριες, σημαντικού μήκους, ρηξιγενείς ζώνες, ενώ ακόμη νοτιότερα και παράλληλα προς αυτές τις ζώνες παρατηρούνται ορισμένες δευτερογενείς ρηξιγενείς ζώνες. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι ορισμένες ρηξιγενείς ζώνες συνδέονται με πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα.

Γενικά, το ανατολικό τμήμα της Ελλάδας χαρακτηρίζεται από την παρουσία κύριων Α – Δ έως ΑΝΑ – ΔΒΔ ρηγμάτων οριοθέτησης και ρηξιγενών ζωνών. Αυτές είναι οι καλύτερα γνωστές δομές που ελέγχουν την εξέλιξη των τεκτονικών κεράτων και τάφρων στην περιοχή, όπως τον Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, τη λεκάνη της Λοκρίδας και τη λεκάνη του Βοιωτικού Κηφισού. Αντιπροσωπευτικές ενεργές τεκτονικές δομές αποτελούν η ρηξιγενής ζώνη της Αταλάντης και το παράκτιο σύστημα ρηγμάτων Αρκίτσα – Άγιος Κωνσταντίνος – Καμένα Βούρλα, το οποίο περιλαμβάνει τρεις ρηξιγενείς ζώνες (Jackson & McKenzie, 1999; Tzanis et al., 2010). Οι δύο από αυτές, η ανατολική (Αρκίτσα) και η δυτική (Καμένα Βούρλα) έχουν Α – Δ παράταξη και αποτελούνται από τμήματα ρηγμάτων με μήκη από 3 έως 8 χιλιόμετρα, τοποθετημένα παράλληλα.



Εικόνα 3.3.3.3.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Αταλάντη – Αρκίτσα, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Ειδικότερα, οι δύο προαναφερόμενες ρηξιγενείς ζώνες συνδέονται από το ΒΔ – ΝΑ ρήγμα του Αγίου Κωνσταντίνου. Ο λόγος για τον οποίο οι τρεις αυτές δομές δε θεωρήθηκαν μία απλή ρηξιγενής ζώνη είναι το γεγονός ότι, παρόλο που έχουν κοινά κινηματικά χαρακτηριστικά, η γεωμετρία τους είναι ξεκάθαρα διαφορετική. Τα διανύσματα ολίσθησης που μετρήθηκαν σε νέες επιφάνειες είναι κατά κανόνα προσανατολισμένα προς τα βόρεια – βορειοδυτικά, αλλά η παράταξη και η κλίση των επιφανειών του ρήγματος διαφέρουν σημαντικά στο ΒΔ – ΝΑ ρήγμα του Αγίου Κωνσταντίνου, του οποίου η επιφάνεια ρήγματος έχει αρκετά χαμηλές τιμές κλίσης. Δυτικά από αυτό το ρηξιγενές σύστημα εκτείνεται η ρηξιγενής ζώνη Μώλος, η οποία περιλαμβάνει δύο επικαλυπτόμενα, δεξιόστροφα ΑΝΑ – ΔΒΔ ρηξιγενή τμήματα (Tzanis et al., 2010).

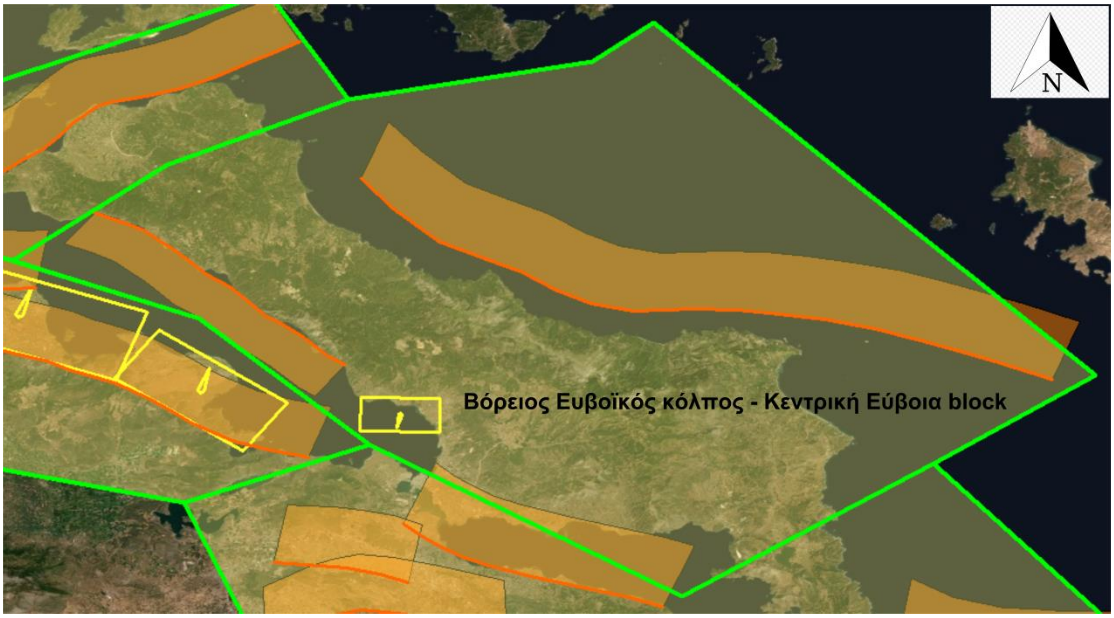
Όσον αφορά τη ρηξιγενή ζώνη της Αταλάντης, παρουσιάζει ΑΝΑ – ΔΒΔ παράταξη και κλίση προς τα βόρεια, ενώ το συνολικό μήκος της είναι περίπου 35 χιλιόμετρα (Pavlides et al., 2004). Η συγκεκριμένη ρηξιγενής ζώνη αποτελεί τη μοναδική κατά μήκος του νότιου περιθωρίου του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, η οποία σχετίζεται με σημαντικά πρόσφατα σεισμικά γεγονότα. Ειδικότερα, το 1894 έλαβε χώρα ο σεισμός της Αταλάντης, αποτελούμενος από δύο κύρια γεγονότα M6.4 και M6.9 και εκατοντάδες μετασεισμούς, προκαλώντας εκτενή καταστροφή από τον Άγιο Κωνσταντίνο έως την Λάρυμνα με επιφανειακή διάρρηξη κατά μήκος του ρήγματος της Αταλάντης. Το τμήμα του ρήγματος Αταλάντη – Λοκρίδα θεωρείται ότι είναι η σεισμογενής πηγή του συγκεκριμένου γεγονότος, ενώ πολυάριθμα εν δυνάμει σεισμογενή ρήγματα βρίσκονται στην περιοχή (Buck & Stewart, 2000; Pantosti et al., 2001).

Όσον αφορά τις ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες αναπτύσσονται νοτιότερα των προαναφερόμενων κύριων ρηξιγενών ζωνών, σημαντικότερη θεωρείται η ρηξιγενής ζώνη του Καλλίδρομου, η οποία αποτελεί μία 33 περίπου χιλιομέτρων μήκους δομή και συνίσταται από δύο τμήματα, ενώ είναι λιγότερο ενεργή από τις παράκτιες ζώνες. Οι πληροφορίες σχετικά με την κινηματική του συγκεκριμένου ρήγματος είναι περιορισμένες, αλλά παρόλα αυτά έχει οριστεί ως πλαγιοκανονικό, με δεξιά-πλευρική οριζόντιας μετατόπισης συνιστώσα (Kranis, 2018). Μία επιπλέον τεκτονική δομή της περιοχής είναι το ρήγμα του Παρνασσού, το οποίο είναι μία επανενεργοποιημένη αλπική επιφάνεια ανάστροφου ρήγματος, δρώντας τουλάχιστον μέχρι το Μέσο Τεταρτογενές ως ένα μικρής γωνίας κανονικό ρήγμα.

3.3.3.4. Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος – Κεντρική Εύβοια block

Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής της Κεντρικής Ελλάδας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος – Κεντρική Εύβοια block’ (Εικόνα 3.3.3.4.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου και το κεντρικό τμήμα της Εύβοιας, περιλαμβάνοντας δύο Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), όπως προκύπτει από Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Στο σημείο αυτό πρέπει να επισημανθεί το γεγονός ότι θεωρήθηκε απαραίτητος ο διαχωρισμός του

Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου σε δύο ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη, λόγω του γεγονότος ότι αποτελεί μία σημαντικής ενεργότητας τεκτονική τάφρο, στην οποία οι ρηξιγενείς ζώνες του νότιου τμήματος κλίνουν προς τα βόρεια, ενώ αντίστοιχα οι ρηξιγενείς ζώνες του βόρειου τμήματος κλίνουν προς τα νότια. Ο συγκεκριμένος τρόπος διαχωρισμού εφαρμόστηκε στην περίπτωση του Κορινθιακού κόλπου και ομοίως εφαρμόζεται και στην περίπτωση του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου.



Εικόνα 3.3.3.4.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος – Κεντρική Εύβοια, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, η τεκτονική τάφρος του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου οριοθετείται από αντιθετικά, μικρής μετατόπισης ρήγματα και χαρακτηρίζεται από ασυμμετρία, η οποία είναι εμφανής στην τοπογραφία, τη βαθυμετρία, τις κατακόρυφες κινήσεις της ακτογραμμής και τις κλίσεις της περιοχής των νεογενών ιζημάτων, κοντά στα κύρια ρήγματα (Roberts & Jackson, 1991). Γενικά, το νησί της Εύβοιας αποτελεί ένα εξελισσόμενο τεκτονικό κέρας με μεγάλα παράλληλα ρήγματα οριοθέτησης, ενώ δεν εντοπίζονται στοιχεία (σεισμολογικά, γεωμορφολογικά ή τεκτονικά) για τμήματα ρηγμάτων που συνδέονται με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Roberts & Jackson, 1991).

Όσον αφορά τη λεκάνη του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, παρουσιάζει ΒΔ – ΝΑ παράταξη και χρονικά τοποθετείται στο Τεταρτογενές, επηρεαζόμενη από τη ΝΔ – ΒΑ έκταση της κεντρικής Ελλάδας (Armijo et al., 1996). Οι γεωδαιτικές έρευνες γι αυτήν την περιοχή (Billiris et al., 1991) αποκάλυψαν ένα ρυθμό έκτασης περίπου 1 εκατοστού/έτος. Επιπλέον, ο Κορινθιακός κόλπος, παράλληλου περίπου προσανατολισμού με τον Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συμμετέχει επίσης σε αυτήν την εκτατική διαδικασία (Papazachos & Papazachou, 2003). Επιπρόσθετα, η υποθαλάσσια τοπογραφία της λεκάνης του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου είναι σχετικά μικρού βάθους, χωρίς να υπερβαίνει τα 50 μέτρα, ενώ αυξάνει στα 400 μέτρα κάτω από το κεντρικό τμήμα τόσο του Βόρειου Ευβοϊκού όσο και του Μαλιακού κόλπου, οι οποίοι στη συνέχεια καλύπτονται από ιζήματα μεγάλου πάχους, ηλικίας Πλειόκαινου – Πλειστόκαινου (Makris et al., 2001). Πρόσφατα ηφαιστειακά πετρώματα παρατηρούνται στην περιοχή των νησιών των Λιχάδων, στην τομή του Βόρειου Ευβοϊκού και του Μαλιακού κόλπου, ενώ εκτεταμένες κατολισθήσεις και πρόσφατη ενεργή παραμόρφωση παρουσιάζονται κατά μήκος του κύριου τμήματος της περιοχής του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου (Fytikas et al., 1984), επιβεβαιώνοντας την έντονη τεκτονική δραστηριότητα. Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι περιθώριο του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου ελέγχεται κυρίως από δύο ρηξιγενείς ζώνες, τα ρήγματα του Τελέθριου όρους και του Καντήλιου όρους, ένα σημαντικό τμήμα των οποίων αναπτύσσεται μακριά από την ακτογραμμή, χωρίς ωστόσο να έχει εξακριβωθεί η σχέση μεταξύ αυτών των δύο τεκτονικών δομών (Tzanis et al., 2010).

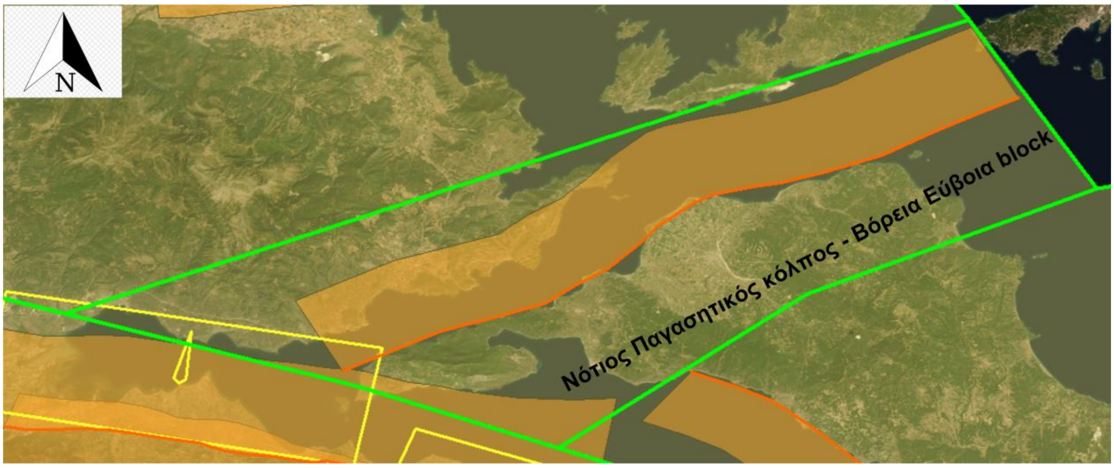
Εκτός από τη στενή περιοχή του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, αξιοσημείωτες θεωρούνται οι ενεργές τεκτονικές δομές στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της Εύβοιας και πιο συγκεκριμένα στη λεκάνη της Κύμης, όπου εντοπίζονται δύο κατηγορίες ρηγμάτων, ηλικίας Πλειόκαινου – Πλειστόκαινου (Kokkalas, 2001). Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν τα νέα ΔΒΔ κλίσης κανονικά ρήγματα και στη δεύτερη κατηγορία ανήκουν τα πλαγιοκανονικά ρήγματα, τα οποία επανενεργοποιήθηκαν από προϋπάρχοντα ρήγματα. Ο σχηματισμός ή η επανενεργοποίηση αυτών των δομών αποτελέσματα της ΒΒΑ έκτασης που προκλήθηκε πιθανότατα από δύο εξαιρετικής γεωτεκτονικής σημασίας δομές, την οπισθοτόξια λεκάνη του Ελληνικού τόξου και το ρήγμα μετασχηματισμού της Βόρειας Ανατολίας (Kokkalas, 2001).

Σχετικά με την καταγεγραμμένη σεισμικότητα, η περιοχή παρουσιάζει μέτρια έως χαμηλή δραστηριότητα, ενώ δεν έλαβε χώρα κάποιος σεισμός μεγέθους μεγαλύτερο από Mw = 5.0. Σύμφωνα με τα ιστορικά αρχεία υπάρχει έλλειψη σεισμολογικών δεδομένων γι αυτήν την περιοχή (Papazachos & Papazachou, 2003). Ειδικότερα, στο ανατολικό τμήμα της Εύβοιας κυριαρχούν μηχανισμοί γένεσης οριζόντιας μετατόπισης λόγω της προέκτασης του ρήγματος της Ανατολίας στην περιοχή του Αιγαίου Πελάγους, ενώ στο δυτικό τμήμα, οι μηχανισμοί γένεσης είναι καθαρά κανονικοί λόγω της Β – Ν έκτασης της κεντρικής Ελλάδας (Benetatos et al., 2004). Η Εύβοια αποτελεί, ουσιαστικά, το φυσικό όριο μεταξύ των δύο συστημάτων διάρρηξης. Οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης στο νησί είναι ελάχιστοι και συγκεντρώνονται στο βόρειο τμήμα του νησιού, παρουσιάζοντας μία διάχυτη εικόνα σχετικά με το σημείο εκείνο όπου τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης αναμειγνύονται με κανονικά ρήγματα, τα οποία έχουν σημαντική συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης (Benetatos et al., 2004).

3.3.3.5. Νότιος Παγασητικός κόλπος – Βόρεια Εύβοια block

Η περιοχή, η οποία περιλαμβάνει το νότιο τμήμα του Παγασητικού κόλπου, το βόρειο τμήμα της Εύβοιας και το βόρειο τμήμα του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, αποτελεί το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος που φέρει την ονομασία ‘Νότιος Παγασητικός κόλπος – Βόρεια Εύβοια block’ (Εικόνα 3.3.3.5.1). Το συγκεκριμένο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνει ένα Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς, το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος αποτελεί, λόγω της θέσης του, μία ζώνη μετάβασης από το ένα τεκτονικό καθεστώς (Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου) στο άλλο (Νότιας Θεσσαλίας). Παρά το γεγονός αυτό, το τεκτονικό καθεστώς αυτού του τεμάχους φαίνεται ότι εναρμονίζεται καλύτερα με αυτό της Νότιας Θεσσαλίας, το οποίο χαρακτηρίζεται από δύο διαφορετικές εκτάσεις, την παλαιότερη ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης έκταση και τη νεότερη Β – Ν διεύθυνσης έκταση (Papadimitriou & Karakostas, 2003). Η πιο πρόσφατη Β – Ν διεύθυνσης έκταση θεωρείται ότι κυριαρχεί στο τεκτονικό τέμαχος, λόγω της παρουσίας Α – Δ παράταξης κανονικών ρηγμάτων, παρουσιάζοντας κλίση προς τα βόρεια.



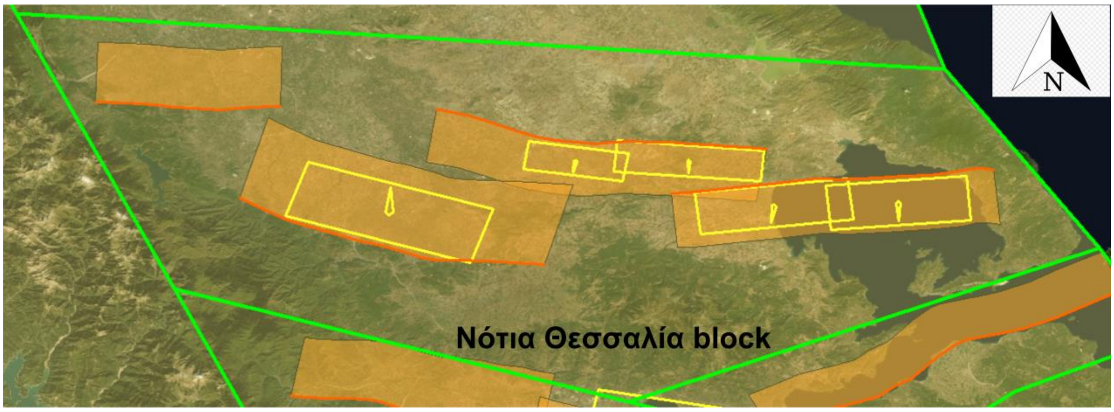
Εικόνα 3.3.3.5.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Νότιος Παγασητικός κόλπος – Βόρεια Εύβοια, στο οποίο συμπεριλαμβάνεται το Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Επιπρόσθετα, στο βόρειο τμήμα του Παγασητικού κόλπου εντοπίζεται μία ρηξιγενής ζώνη, η οποία θα περιγραφεί αναλυτικά στο υποκεφάλαιο του ανεξάρτητου τεκτονικού τεμάχους της Νότιας Θεσσαλίας, Α – Δ παράταξης και κλίσης προς τα νότια. Συνεπώς, εξάγεται το συμπέρασμα ότι η περιοχή αυτή αποτελεί μία τεκτονική τάφρο, το νότιο τμήμα της οποίας φαίνεται ότι ανήκει στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος.

3.3.3.6. Νότια Θεσσαλία block

Στο νότιο τμήμα της Θεσσαλίας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία ‘Νότια Θεσσαλία block’ (Εικόνα 3.3.3.6.1). Λαμβάνοντας υπόψη την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), το συγκεκριμένο τέμαχος περιλαμβάνει τέσσερα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs). Το βασικό χαρακτηριστικό των συγκεκριμένων ρηγμάτων, το οποίο οδήγησε αφενός στην ομαδοποίηση των συγκεκριμένων ρηγμάτων, ορίζοντας ταυτόχρονα το συγκεκριμένο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος, και αφετέρου στη διάκρισή τους από τα ρήγματα του βόρειου τμήματος της Θεσσαλίας, τα οποία ορίζουν με αντίστοιχο τρόπο ένα διαφορετικό ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος, είναι το γεγονός ότι συνδέονται με ισχυρή σεισμική δραστηριότητα, η οποία έχει εκφραστεί από πρόσφατους ισχυρούς σεισμούς, σε αντίθεση με τα ρήγματα της Βόρειας Θεσσαλίας, τα οποία παρουσιάζουν περιορισμένη σεισμική δραστηριότητα.

Όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς, η Θεσσαλία αποτελεί μία έντονη ρηξιγενή ζώνη, η οποία αποτελείται από πολλά παράλληλα, σύνθετα και αντιθετικά, υψηλής γωνίας τμήματα ρηγμάτων που οριοθετούν τις νεογενείς και τεταρτογενείς λεκάνες της ευρύτερης περιοχής (Papadimitriou & Karakostas, 2003). Μία δεξιόστροφη, οριζόντιας μετατόπισης κίνηση κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Θεσσαλίας, η οποία έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Μειόκαινου, οδήγησε στην εκδήλωση δύο κανονικών επανενεργοποιήσεων. Ειδικότερα, η πρώτη είναι το αποτέλεσμα μίας ΒΑ – ΝΔ έκτασης, ενώ η δεύτερη είναι η πρόσφατη επανενεργοποίηση της ρηξιγενούς ζώνης της Θεσσαλίας, λόγω της Β – Ν έκτασης της περιοχής του Αιγαίου, η οποία ξεκίνησε στο Μέσο Πλειστόκαινο και συνεχίζεται έως σήμερα (Papadimitriou & Karakostas, 2003). Η γεωμετρία και η δεξιόστροφη, οριζόντιας μετατόπισης κίνηση της ρηξιγενούς ζώνης προτείνει μία πιθανή σύνδεση της δυτικής προέκτασης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, κατά το Μειόκαινο, με τη ρηξιγενή ζώνη της Νότιας Θεσσαλίας, η οποία είναι πιθανό να συνιστά ένα ενεργό όριο και γι αυτό το λόγο λαμβάνουν χώρα μεγαλύτεροι σεισμοί, συγκριτικά με το αντίστοιχο βόρειο (Mountrakis et al., 1993). Λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι τα δύο πιο πρόσφατα τεκτονικά στοιχεία σχετίζονται με έκταση, τα κανονικά ρήγματα παρουσιάζουν δύο κύριες παρατάξεις (Caputo & Pavlides, 1993). Η ΒΔ – ΝΑ παράταξη είναι κυρίαρχη, αλλά δεν ορίζεται σαφώς από κύρια ρήγματα, παρόλο που οι λεκάνες στην περιοχή της Θεσσαλίας προήλθαν από αυτήν την ομάδα ρηγμάτων. Αντιθέτως, το Α – Δ έως ΑΝΑ – ΔΒΔ παράταξης σύστημα ρηγμάτων παρατηρείται αρκετά καθαρά στην ύπαιθρο. Τα ρήγματα αυτής της ομάδας εντοπίζονται στις άνω πλειστοκαινικές και ολοκαινικές αλλουβιακές αποθέσεις (Demitrack, 1986), υποδεικνύοντας πρόσφατες κινήσεις. Με βάση τα σεισμολογικά δεδομένα, προκύπτει το γεγονός ότι οι ισχυροί σεισμοί σχετίζονται με τα δύο συστήματα ρηγμάτων, θεωρείται πιθανή η επανενεργοποίηση δομών διαφορετικού προσανατολισμού εντός του ενεργού πεδίου τάσεων.



Εικόνα 3.3.3.6.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Νότια Θεσσαλία, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Επιπλέον, κατά τη μελέτη του κινηματικού επιπέδου της περιοχής της Θεσσαλίας υποδεικνύεται καθαρά ότι υπόκειται στην Β – Ν έκταση, γεγονός το οποίο αποδεικνύεται από επιλύσεις των επιπέδων των ρηγμάτων (Hatzfeld et al., 1999; Papazachos et al., 1998), τις παρατηρήσεις υπαίθρου (Caputo & Pavlides, 1993) και μελέτες της ενεργής παραμόρφωσης του φλοιού (Papazachos et al., 1993; Papazachos & Kiratzi, 1996), ενώ χρησιμοποιήθηκαν και γεωδαιτικές μετρήσεις για τον προσδιορισμό της παραμόρφωσης της νότιας και της κεντρικής Ελλάδας, συγκρινόμενες με τη σεισμικότητα και η ταχύτητα του πεδίου κατά τη δοκιμή διαφορετικών τεκτονικών υποθέσεων (Davies et al., 1997). Η εκτιμώμενη Β – Ν οριζόντια ταχύτητα έκτασης στην περιοχή της Θεσσαλίας υπολογίστηκε ότι είναι 7,2 χιλιοστά/έτος (Clarke et al., 1998), γεγονός το οποίο βρίσκεται σε συμφωνία με τα εστιακά βάθη που εκτιμήθηκαν για τους πρόσφατους μεγάλους σεισμούς ($M \geq 6.5$) στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Λαμβάνοντας υπόψη ότι η κλίση των ρηγμάτων είναι περίπου 45 μοίρες, η μακροπρόθεσμη τιμή ολίσθησης πάνω στις επιφάνειες των ρηγμάτων υπολογίζεται ότι είναι 4 χιλιοστά/έτος.

Όσον αφορά τις κυριότερες ρηξιγενείς δομές, στην περιοχή της Νότιας Θεσσαλίας έχουν εντοπιστεί τρία ρήγματα, τα οποία είναι τα εξής (Caputo, 1995):

1) Ρήγμα Νέα Αγχίαλος: το συγκεκριμένο ρήγμα είναι ένα από τα πιο διακριτά τεκτονικά χαρακτηριστικά της Θεσσαλίας. Ειδικότερα, παρουσιάζει Α – Δ παράταξη και οριοθετεί το βόρειο περιθώριο της άνω τεταρτογενούς λεκάνης του Αλμυρού, η οποία σήμερα είναι μερικώς βυθισμένη στον Παγασητικό κόλπο. Επιπλέον, τα

πλειστοκαινικά ιζήματα και οι βασάλτες της περιοχής επηρεάζονται από τα κανονικά ρήγματα, τη γεωμετρία και την κινηματική, καταδεικνύοντας την Β – Ν έκταση της περιοχής.

2) Ρήγμα Ρήγαιο: αποτελεί το βόρειο όριο του ανατολικού τμήματος της λεκάνης Βασιλική, η οποία χαρακτηρίζεται ως μία άνω τεταρτογενής, στενή, ασύμμετρη τεκτονική τάφρος. Το ρήγμα παρουσιάζεται ως μία συνεχής δομή συνολικού μήκους μεγαλύτερου των 20 χιλιομέτρων. Επιπλέον, οι αποθέσεις ηλικίας Άνω Πλειστόκαινου επηρεάζονται από αυτήν την Α – Δ παράταξης και νότιας κλίσης δομή, η οποία αναδεικνύει μία ευθεία μορφολογική πλευρά της τάφρου, παρουσιάζοντας ύψος από μερικές δεκάδες μέχρι εκατοντάδες μέτρα κατά το μήκος της. Επιπρόσθετα, το κύριο σεισμικό γεγονός και οι μετασεισμοί ενισχύουν την υπόθεση ότι το συγκεκριμένο ρήγμα ήταν η σεισμογενετική δομή των σεισμών του Βελεστίνου, οι οποίοι έλαβαν χώρα το 1957, ενώ ταυτόχρονα ο ισοσεισμικός χάρτης παρουσιάζει μία Α – Δ παράταξης σεισμική δομή.

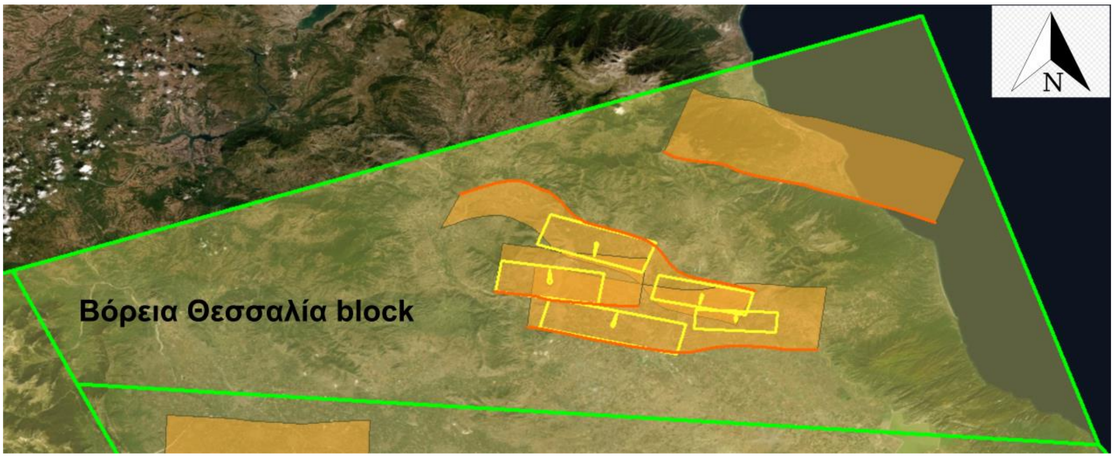
3) Σύστημα ρηγμάτων Δομοκού: αποτελεί ένα πολύπλοκο σύστημα ρηγμάτων, το οποίο οριοθετεί τη νότια άκρη της ολιγοκαινικής – πλειοκαινικής λεκάνης της Καρδίτσας (Δυτική Θεσσαλία). Κατά τον Καινοζωικό, η περιοχή υπέστη μία σημαντική, θραυσιγενή παραμόρφωση, ενώ ταυτόχρονα ήταν έντονα διαρρηγμένη από διάφορες τεκτονικές φάσεις που παρήγαγαν τις κύριες ΒΔ – ΝΑ δομές. Εντός του κληρονομούμενου, ρηξιγενούς συστήματος, προέκυψαν τα Α – Δ παράταξης τμήματα του ρήγματος κατά τη διάρκεια της άνω τεταρτογενούς έκτασης. Επιπλέον, κατά τη διάρκεια του σεισμού των Σοφάδων το 1954, μερικά από αυτά τα τμήματα επαναδραστηριοποιήθηκαν, παρουσιάζοντας πλάγια ολίσθηση και αριστερόστροφη κίνηση, αντίστοιχα, ενώ και οι παρατηρούμενες κινηματικές είναι σύμφωνες με την Β – Ν διεύθυνση της έκτασης, όπως προκύπτει από τα νεοτεκτονικά δεδομένα.

Σχετικά με τη σεισμικότητα, από το 1954 έως το 1958 έλαβαν χώρα πέντε δυνατοί ($M_w \geq 6.2$) σεισμοί, οποίοι ήταν καταστροφικοί για την περιοχή της Νότιας Θεσσαλίας (Papadimitriou & Karakostas, 2003). Ειδικότερα, ο πρώτος σεισμός σημειώθηκε στις 30 Απριλίου 1954 ($M_w 7.0$) στην περιοχή Σοφάδες, όπως ήδη αναφέρθηκε, προκαλώντας ευρύτερες καταστροφές στις πόλεις και τα χωριά κατά μήκος του νοτιοδυτικού ορίου της λεκάνης της Θεσσαλίας. Ακολούθησε ο σεισμός της πόλης του Βόλου στις 19 Απριλίου 1955 ($M_w 6.2$) και στη συνέχεια ο σεισμός της πόλης του Βελεστίνου, που αναφέρθηκε και παραπάνω, στις και 8 Μαρτίου 1957 ($M_w 6.8$), ενώ είχε προηγηθεί προσεισμός (M_w6.5) και ακολούθησε μετασεισμός (M_w6.0) την ίδια μέρα (Papadimitriou & Karakostas, 2003). Επίσης, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι ρηξιγενείς ζώνες (Α – Δ παράταξης) των τριών δυνατότερων σεισμών της περιοχής τείνουν, χωρίς σημαντική επικάλυψη, να καλύψουν ολόκληρο το τμήμα της Νότιας Θεσσαλίας, λόγω της ευρείας παρουσίας κανονικών ρηγμάτων.

3.3.3.7. Βόρεια Θεσσαλία block

Στο βόρειο τμήμα της Θεσσαλίας ορίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Βόρεια Θεσσαλία block’ (Εικόνα 3.3.3.2.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), το προαναφερόμενο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία τεσσάρων Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs). Στο σημείο αυτό θεωρείται απαραίτητο να σημειωθεί το γεγονός ότι παρόλο που το βόρειο και το νότιο τμήμα της Θεσσαλίας παρουσιάζουν παρόμοιο τεκτονικό καθεστώς, εντούτοις η ενεργότητα των ρηξιγενών ζωνών του βόρειου τμήματος είναι σαφώς πιο περιορισμένη από την αντίστοιχη του νότιου τμήματος, η οποία περιγράφεται σε προηγούμενο υποκεφάλαιο, και ως εκ τούτου, θεωρήθηκε απαραίτητη η διάκριση του νότιο από το βόρειο τμήμα της Θεσσαλίας, ορίζοντας δύο διαφορετικά ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη.

Αρχικά, όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς, κατά τη διάρκεια του Άνω Μειόκαινου – Πλειόκαινου, οι εσωτερικές Ελληνίδες υπέστησαν μία μετα-ορογενετική κατάρρευση (Caputo & Pavlides, 1993; Hatzfeld et al., 1999), η οποία σχετίζεται με μία ΒΑ – ΝΔ έκταση του φλοιού, δημιουργώντας τεκτονικές λεκάνες και παρόμοιες δομές. Σε αυτό το τεκτονικό περιβάλλον, οι τεκτονικές τάφροι και τα τεκτονικά κέρατα οριοθετούνται από ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρήγματα. Μια από τις κύριες τεκτονικές τάφρους θεωρείται η λεκάνη της Λάρισας, η οποία συμπίπτει περίπου με την πεδιάδα της Λάρισας (Caputo et al., 2006). Επιπλέον, το προαναφερόμενο ΒΑ – ΝΔ καθεστώς εκδηλώνεται με την παρουσία μίας Β – Ν διεύθυνσης έκταση (Mercier et al., 1989), η οποία ξεκίνησε κατά τη διάρκεια του Μέσου έως Άνω Πλειόκαινου, οδηγώντας στη δημιουργία ενός νέου συστήματος Α – Δ έως ΑΝΑ – ΔΒΔ, κανονικών ρηγμάτων. Παρά το γεγονός ότι οι κληρονομούμενες εκτατικές δομές επανενεργοποιήθηκαν με πλάγια κινηματική (τοπικά ή μερικώς), οι περισσότερες από αυτές τις νέες δομές αγνοούν και κόβουν εγκαρσίως προϋπάρχοντα ρήγματα. Μία κύρια συνέπεια αυτής της τεκτονικής διεύθυνσης ήταν η δημιουργία της λεκάνης του Τύρναβου, η οποία προκάλεσε μία μετατόπιση προς τα βόρεια, εντός της πεδιάδας της Λάρισας, ενώ ταυτόχρονα, λόγω της σχετικά νέας ηλικίας, η μορφολογία της λεκάνης του Τύρναβου είναι ελεγχόμενη από την κληρονομούμενη τοπογραφία (Caputo et al., 2006).



Εικόνα 3.3.3.7.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Βόρεια Θεσσαλία, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά τις βασικότερες ρηξιγενείς δομές, στην περιοχή της Βόρειας Θεσσαλίας έχουν εντοπιστεί τέσσερα ρήγματα, τα οποία είναι τα εξής (R. Caputo, 1995):

1) Ρήγμα Τύρναβος: αποτελεί ένα 12 χιλιομέτρων μήκους, βόρειας κλίσης κανονικό ρήγμα, το οποίο βρίσκεται στην ομώνυμη λεκάνη του Τύρναβου, επηρεάζοντας τα υποκείμενα πετρώματα, καθώς και τα πλειοκαινικά και άνω τεταρτογενή ιζήματα. Επιπρόσθετα, χαρακτηρίζεται από την τμηματοποίησή του σε τρία μέρη με Α – Δ και ΑΝΑ – ΔΝΔ παρατάξεις, ενώ η λεπτομερής τεκτονική ανάλυση καταδεικνύει ότι αυτό το ρήγμα ενεργοποιήθηκε και παράχθηκε λόγω της δράσης του μέσο πλειστοκαινικού – σημερινού τεκτονικού καθεστώτος.

2) Σύστημα ρηγμάτων Ροδιάς: αποτελεί μία 12 – 15 χιλιομέτρων μήκους περίπλοκη ρηξιγενή ζώνη, η οποία χαρακτηρίζεται από αρκετά τμήματα διαφορετικών παρατάξεων (από ΒΔ – ΝΑ έως ΑΒΑ – ΔΝΔ) και πιθανότατα διαφορετικών ηλικιών (από Πλειόκαινο έως Ολόκαινο). Επιπλέον, στα βόρεια οριοθετεί τόσο την πλειοκαινική λεκάνη της Λάρισας όσο και την άνω τεταρτογενή λεκάνη του Τύρναβου.

3) Ρήγμα Γυρτόνι: εμφανίζεται παράλληλο, αλλά μικρότερο, με το σύστημα ρηγμάτων Ροδιάς. Ειδικότερα, αποτελεί ένα 12 – 13 χιλιομέτρων μήκους, νότιας κλίσης

κανονικό ρήγμα με ΑΝΑ – ΔΒΔ παράταξη, σχηματίζοντας 5 – 8 μέτρων ύψους πρανή σε φτωχά συμπαγοποιημένες αποθέσεις.

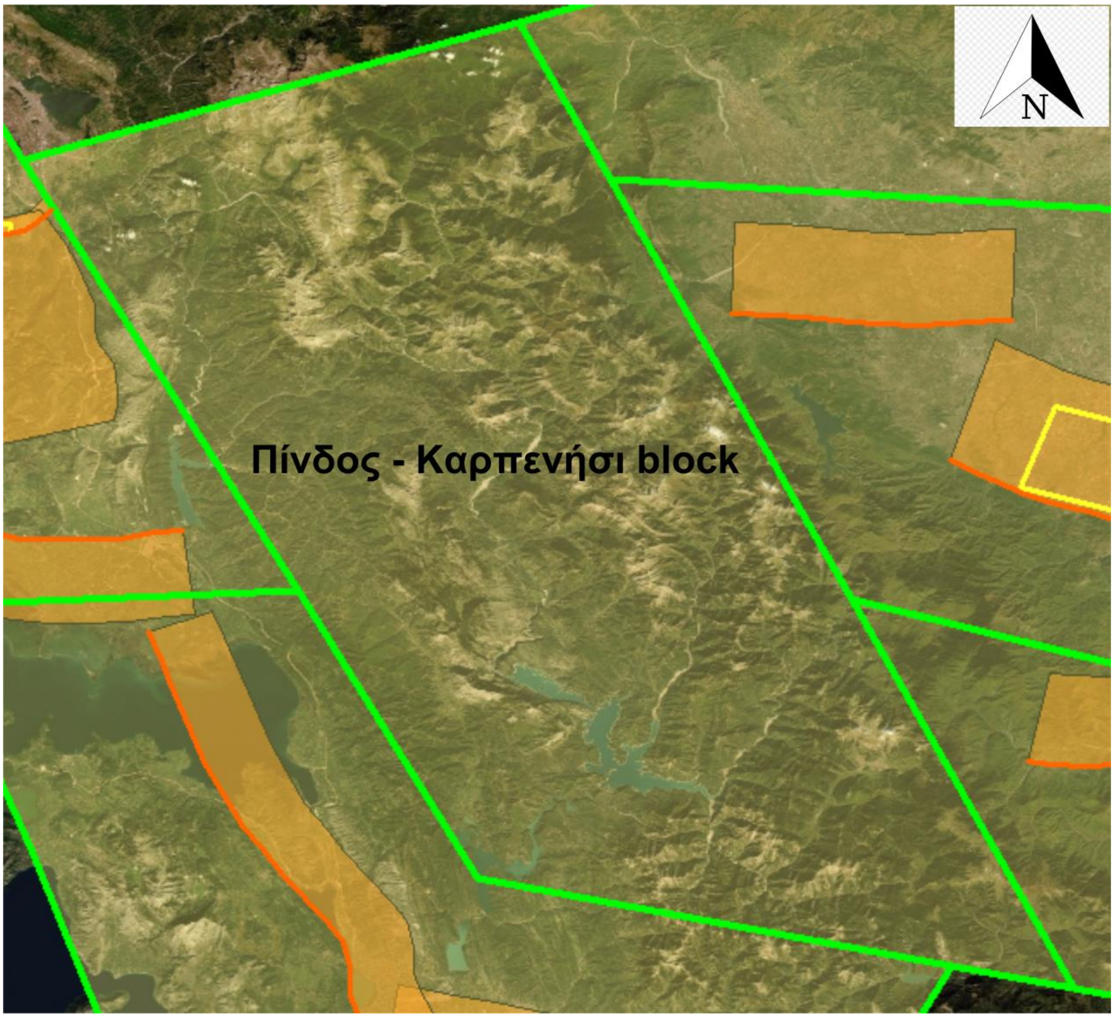
4) Σύστημα ρηγμάτων Χασάμπαλη: περιλαμβάνει μία ομάδα μικρών, βόρειας κλίσης ρηγμάτων, αντιθετικά ως προς το ρήγμα Γυρτόνι. Κατά το Άνω Τεταρτογενές, τα συγκεκριμένα ρήγματα συνέβαλαν σημαντικά στην παλαιογεωγραφική εξέλιξη της περιοχής, περιορίζοντας τον Πηνειό ποταμό στο βόρειο τμήμα της πεδιάδας. Επιπλέον, τα συγκεκριμένα ρήγματα επηρεάζουν τις άνω πλειστοκαινικές και ολοκαινικές αποθέσεις.

Σχετικά με τη σεισμικότητα της περιοχής, ορισμένοι σεισμοί έχουν καταγραφεί κατά μήκος της Α – Δ παράταξης κανονικών ρηγμάτων, τόσο βόρεια όσο και νότια της ευρύτερης περιοχής, επιβεβαιώνοντας το γεγονός ότι αυτό το τεκτονικό καθεστώς είναι ακόμη ενεργό και πιθανότατα επηρεάζει τη λεκάνη του Τύρναβου, η οποία οριοθετείται από ρηξιγενείς δομές (Caputo et al., 2006). Ωστόσο, σημειώνεται το γεγονός ότι η σεισμικότητα της συγκεκριμένης περιοχής, αλλά και της ευρύτερη περιοχής της Βόρειας Θεσσαλίας, είναι σαφώς μικρότερη από την αντίστοιχη της Νότιας Θεσσαλίας, η οποία συνδέεται με πρόσφατους, ισχυρούς και καταστροφικούς σεισμούς.

3.3.3.8. Πίνδος - Καρπενήσι block

Στο κεντρικό τμήμα της ηπειρωτικής Κεντρικής Ελλάδας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Πίνδος - Καρπενήσι block’ (Εικόνα 3.3.3.8.1), στο οποίο δεν περιλαμβάνονται Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Το βασικό στοιχείο του συγκεκριμένου ανεξάρτητου τεκτονικού τεμάχους, μέσω του οποίου εκδηλώνεται η επικρατούσα τεκτονική της ευρύτερης περιοχής, είναι η οροσειρά της Πίνδου, η οποία αποτελεί τμήμα του αλπικού ορογενετικού συστήματος, ενώ δεν παρουσιάζει κάποιο γνωστό στοιχείο νεοτεκτονικής δράσης. Ειδικότερα, το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιβάλλεται από τα εξής τεκτονικά τεμάχη: 1) ‘Ρύμνιο – Σέρβια block’, 2) ‘Βόρεια Θεσσαλία block’, 3) ‘Νότια Θεσσαλία block’, 4) ‘Αταλάντη – Αρκίτσα block’, 5) ‘Βόρειος Κορινθιακός κόλπος block’, 6) ‘Μεσολόγγι – Αγρίνιο block’ και 7) ‘Ήπειρος block’. Παρά το γεγονός ότι το τεκτονικό τέμαχος Πίνδος – Καρπενήσι περιβάλλεται από πολυάριθμα, διαφορετικής τεκτονικής τεμάχη, δεν παρουσιάζει ομοιότητες με κάποιο από αυτά, ενώ ταυτόχρονα δε φαίνεται να έχει επηρεαστεί από τεκτονικές διεργασίες, οι οποίες επηρέασαν τα γειτονικά του τεμάχη.

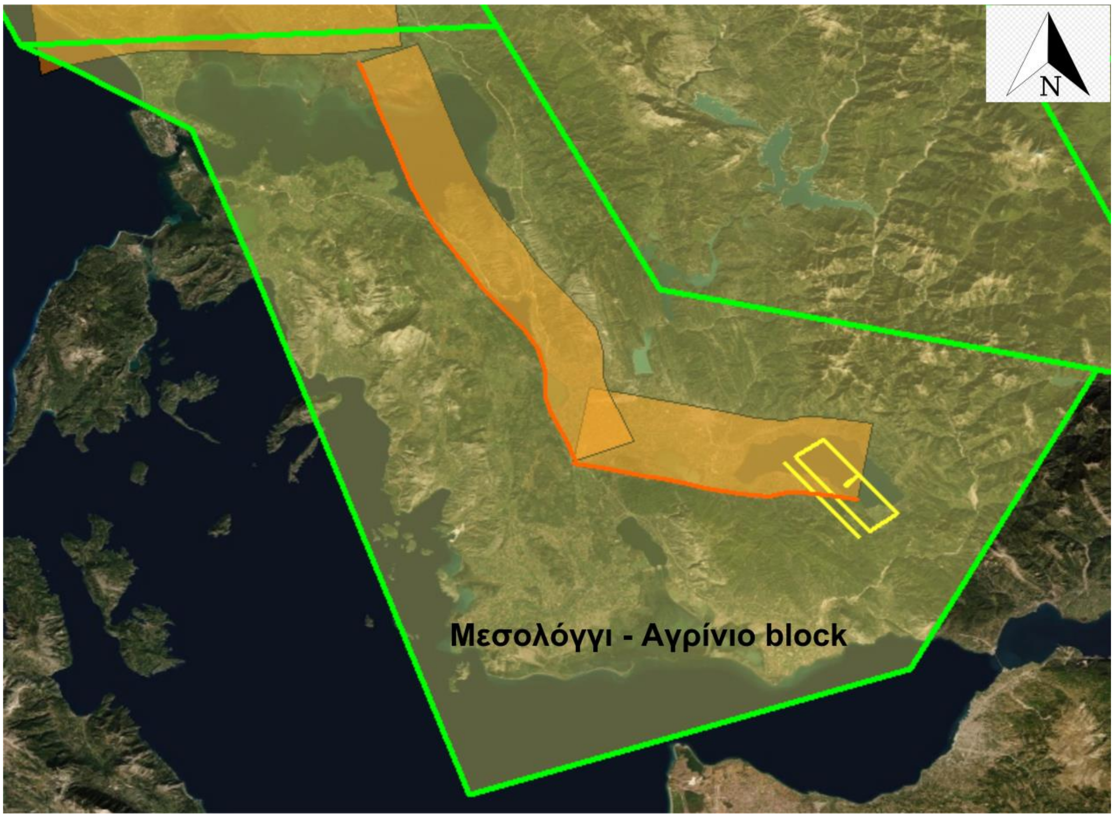
Ουσιαστικά, το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι περιβάλλει μία περιοχή μηδενικής νεοτεκτονικής δράσης, αποτελώντας ωστόσο μία «διαχωριστική ζώνη» μεταξύ των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών του ανατολικού τμήματος της ηπειρωτικής Κεντρικής Ελλάδας από τα αντίστοιχα του δυτικού τμήματος.



Εικόνα 3.3.3.8.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Πίνδος – Καρπενήσι.

3.3.3.9. Μεσολόγγι – Αγρίνιο block

Στο δυτικό τμήμα της Στερεάς Ελλάδας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Μεσολόγγι – Αγρίνιο block’ (Εικόνα 3.3.3.9.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος τοποθετείται ανατολικά από την εξαιρετικά ενεργή τεκτονικά περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, η οποία περιγράφηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, παρουσιάζοντας ωστόσο διαφορετικό τεκτονικό καθεστώς. Στη δυτική πλευρά του τεκτονικού τεμάχους ‘Μεσολόγγι – Αγρίνιο’ βρίσκεται το σχετικά ανενεργό τεκτονικό τέμαχος ‘Πίνδος – Καρπενήσι’, με το οποίο διαφέρει σημαντικά ως προς την τεκτονική. Το τεκτονικό τέμαχος ‘Μεσολόγγι – Αγρίνιο’ χαρακτηρίζεται από την παρουσία δύο, σχεδόν κάθετων μεταξύ τους, Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), όπως προκύπτει από Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).



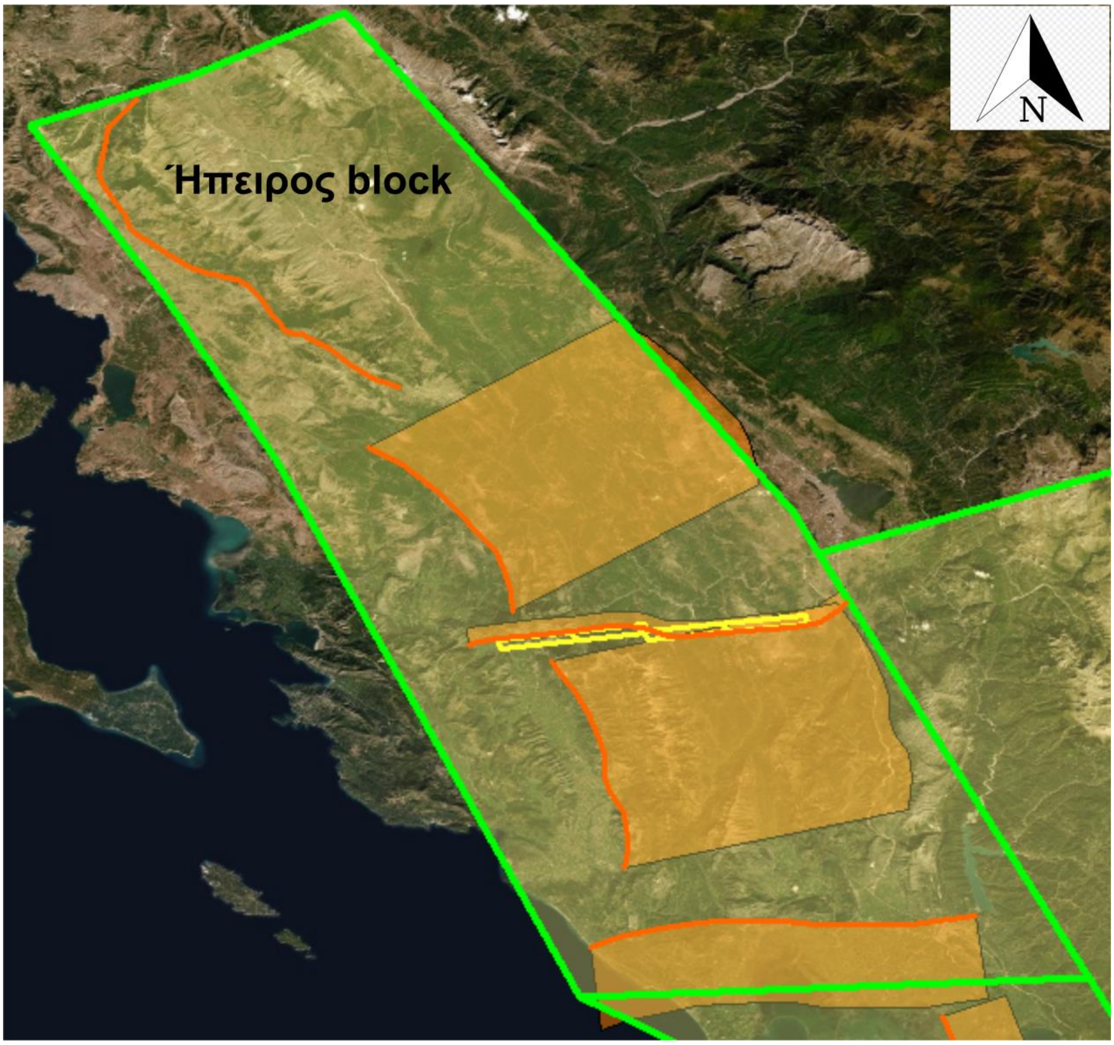
Εικόνα 3.3.3.9.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Μεσολόγγι – Αγρίνιο, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά την ενεργό τεκτονική του συγκεκριμένου τεκτονικού τεμάχους, χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη τεκτονικών τάφρων, σημαντικότερη εκ των οποίων θεωρείται η τεκτονική τάφρος της Τριχωνίδας. Ειδικότερα, η τάφρος αυτή αποτελεί μία ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης τεταρτογενή δομή, μήκους περίπου 32 χιλιομέτρων και πλάτους 10 περίπου χιλιομέτρων, ενώ ταυτόχρονα τέμνει εγκαρσίως τις ΒΔ – ΝΑ παράταξης, τριτογενείς, πτυχωσιγενείς δομές και τις δομές ανάστροφων ρηγμάτων της Πίνδου, έχοντας παράταξη σχεδόν παράλληλη στην τάφρο του Πατραϊκού κόλπου, ο οποίος βρίσκεται περίπου 30 χιλιόμετρα νότια. Το ρήγμα της Τριχωνίδας είναι το κύριο, κανονικό ρήγμα που ελέγχει την τοπογραφία της περιοχής, κλίνει προς τα βόρεια και οριοθετεί το νότιο τμήμα της λίμνης, όπου τοπικά καλύπτεται κάτω από πλειστοκαινικές αποθέσεις και αλλουβιακούς κώνους (Kiratzi et al., 2008). Επιπλέον, το ρήγμα σχηματίζει ένα σαφές τοπογραφικό πρανές με καθαρή τομή του υδρογραφικού δικτύου στο τέμαχος του υποκείμενου τεμάχους. Η τοπογραφία κατά μήκος του βόρειου τμήματος της λίμνης είναι λιγότερο σαφής δείχνοντας την παρουσία ενός λιγότερο ενεργού περιθωρίου σε σύγκριση με το νότιο (Goldsworthy et al., 2002).

Επιπλέον, η περιοχή χαρακτηρίζεται από σημαντικό βαθμό σεισμικότητας, λόγω του γεγονότος ότι βρίσκεται σε κοντινή απόσταση από το όριο σύγκλισης Αφρικανικής – Ευρασιατικής πλάκας (το συγκεκριμένο γεωτεκτονικό καθεστώς περιγράφηκε στο κεφάλαιο του Ιόνιου Πελάγους), ενώ αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η περιοχή αυτή κινείται 5 χιλιοστά/έτος ταχύτερα προς τα νοτιοδυτικά από την υπόλοιπη βόρεια και δυτική Ελλάδα (Vött et al., 2006).

3.3.3.10. Ήπειρος block

Το δυτικό τμήμα της ηπειρωτικής Ελλάδας καταλαμβάνεται από το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία 'Ήπειρος block' (Εικόνα 3.3.3.10.1), το οποίο συμπεριλαμβάνει το σύνολο σχεδόν της ομώνυμης περιοχής (το βορειοανατολικό τμήμα της – περιοχή Κόνιτσα – εντάσσεται στο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος 'Κόνιτσα – Καστοριά'). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), το συγκεκριμένο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία πέντε Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), ενώ έχει καταγραφεί και η εκδήλωση ορισμένων σεισμικών φαινομένων.



Εικόνα 3.3.3.10.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Ήπειρος, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, η γεωτεκτονική θέση της Ηπείρου αποτελεί μία εξαιρετικά σημαντική περιοχή για διάφορα γεωδυναμικά μοντέλα που έχουν προταθεί για το χώρο του Αιγαίου, διότι αποτελεί την περιοχή στην οποία λαμβάνει χώρα η μετάβαση από το εκτατικό καθεστώς του εσωτερικού Αιγαίου στο συμπιεστικό καθεστώς του εξωτερικού Αιγαίου. Η συγκεκριμένη μετάβαση πιστοποιείται με βάση τα ρήγματα που έχουν χαρτογραφηθεί στη συγκεκριμένη περιοχή, καθώς εντοπίζονται τόσο ανάστροφα και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα, τα οποία είναι συνήθη δυτικά της συγκεκριμένης περιοχής, όσο και κανονικά ρήγματα, τα οποία εμφανίζονται εκτενώς δυτικά της συγκεκριμένης περιοχής (Tselentis et al., 2006).

Ειδικότερα, στην περιοχή της βορειοδυτικής Ελλάδας, αρκετά Α – Δ παράταξης ρήγματα κόβουν εγκαρσίως τις κύριες αλπικές δομές των γεωτεκτονικών ζωνών Ιονίου και Πίνδου των εξωτερικών Ελληνίδων, σημαντικότερο εκ των οποίων θεωρείται το ρήγμα Πετούσι ή Σούλι. Πιο συγκεκριμένα, το ρήγμα αυτό αποτελεί μία κύρια νεογενή Α – Δ παράταξης πλαγιοαριστερή οριζόντιας μετατόπισης δομή (Boccaletti et al., 1997). Παρά το γεγονός ότι το συγκεκριμένο ρήγμα ήταν ενεργό από το Λιάσιο, η κύρια δραστηριότητά του ακολούθησε την απόθεση του ολιγοκαινικού – μειοκαινικού φλύσχη, ενώ κατά την μελέτη του προκύπτει ότι αποτελείται από αρκετά τμήματα, τα οποία εκτείνονται από τις ακτές του Ιόνιου Πελάγους (περιοχή Ηγουμενίτσας) έως την πεδιάδα των Ιωαννίνων (απόσταση περίπου 50 χιλιομέτρων) (Boccaletti et al., 1997). Επιπρόσθετα, στα δύο άκρα του ρήγματος εντοπίζονται κορρήματα, ενώ ταυτόχρονα εντοπίζονται τόσο εκτατικά δευτερογενή ρήγματα, όσο και μία συμπιεστική καμπή στο κεντρικό τμήμα.

Στο νοτιότερο τμήμα της Ηπείρου και πιο συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή της Φιλιππιάδας, μεταξύ του οικισμού Γαλήνη και της πεδιάδας της Άρτας, εντοπίζεται ένα μεγάλο ρήγμα συνολικού μήκους 46,5 χιλιομέτρων με την ονομασία Κοκκινοπυλός – Άρτα, αποτελώντας τμήμα της εξαιρετικά σημαντικής ρηξιγενούς ζώνης Άρτα – Αμφιλοχία, η οποία αντιπροσωπεύει μία σειρά επιμηκών ρηγμάτων, γενικής παράταξης ΒΒΔ – ΝΝΑ, τα οποία είναι παράλληλα στη διεύθυνση των ανάστροφων ρηγμάτων και συνεχίζουν προς το νότο, καθορίζοντας με αυτόν τον τρόπο την τεκτονική εξέλιξη του ανατολικού περιθωρίου του Αμβρακικού κόλπου (Ntokos et al., 2016). Η ρηξιγενής ζώνη αποτελείται από μία σειρά αριστερόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και πλάγιας ολίσθησης ρηγμάτων γενικής παράταξης ΒΒΔ – ΝΝΑ, ίδια με τα ανάστροφα ρήγματα, με μία νοτιοδυτική κλίση (Ntokos, 2018).

Η ευρύτερη περιοχή της Φιλιππιάδας, ανάμεσα στον οικισμό Γαλήνη και μέχρι την πεδιάδα της Άρτας, χαρακτηρίζεται από ένα μεγάλο ρήγμα συνολικού μήκους 46,5 χιλιομέτρων. Το ρήγμα Κοκκινοπυλός – Άρτα αποτελεί τμήμα της εξαιρετικά σημαντικής ρηξιγενούς ζώνης Άρτα – Αμφιλοχία, η οποία αντιπροσωπεύει μία σειρά επιμηκών ρηγμάτων, γενικής παράταξης ΒΒΔ – ΝΝΑ, τα οποία είναι παράλληλα στη διεύθυνση των ανάστροφων ρηγμάτων και συνεχίζουν προς το νότο, καθορίζοντας έτσι την τεκτονική εξέλιξη του ανατολικού περιθωρίου του Αμβρακικού κόλπου (Ntokos et al., 2016). Η ρηξιγενής ζώνη αποτελείται από μία σειρά αριστερόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και πλάγιας ολίσθησης ρηγμάτων γενικής παράταξης ΒΒΔ –

ΝΝΑ, ίδια με τα ανάστροφα ρήγματα, με μία νοτιοδυτική κλίση. Επιπρόσθετα, στο νοτιοδυτικό τμήμα της Ηπείρου εντοπίζεται ένα ακόμη σημαντικό ρήγμα με την ονομασία Καμαρίνα – Άρτα, ο οποίο έχει μήκος περίπου 43,2 χιλιόμετρα, με μία γενική Α – Δ παράταξη και κλίση προς τα νότια (Ntokos, 2018). Το μεγαλύτερο μέρος του συγκεκριμένου ρήγματος καλύπτεται από τις αλλουβιακές αποθέσεις της πεδιάδας της Άρτας, ενώ διασταυρώνεται εγκάρσια με το ρήγμα Κοκκινοπυλός – Άρτα, το οποίο αναφέρθηκε παραπάνω. Το ίχνος του συγκεκριμένου ρήγματος εντοπίζεται στην επαφή των ανθρακικών σχηματισμών με τις νεογενείς αποθέσεις, ενώ σύμφωνα με τα γεωφυσικά προφίλ, είναι ηλικιακά νεότερο από το ρήγμα Κοκκινοπύλος – Άρτα, λόγω της μετατόπισης των Β – Ν παράταξης ρηγμάτων από τα αντίστοιχα Α – Δ παράταξης. Επιπλέον, η μετατόπιση της διεύθυνσης ροής του ποταμού Άραχθος παρατηρείται κατά μήκος του ρήγματος Καμαρίνα – Άρτα, γεγονός το οποίο μπορεί να οφείλεται στην πρόσφατη δραστηριότητα του ρήγματος (Ntokos, 2018).

Όσον αφορά τη σεισμικότητα της Ηπείρου, τα σεισμικά φαινόμενα περιορίζονται στην ζώνη πτύχωσης και επώθησης που βρίσκεται δυτικά των βουνών της Πίνδου, ενώ σημειώνεται το γεγονός ότι τόσο τα βουνά της Πίνδου, όσο και οι περιοχές χαμηλής τοπογραφίας (Πάργα, Παραπόταμος, κλπ) χαρακτηρίζονται από χαμηλή σεισμική δραστηριότητα (Hatzfeld et al., 1995). Όσον αφορά το ρήγμα Πετούσι (ή Σούλι), το οποίο αναφέρθηκε παραπάνω, εντοπίστηκε ένα σμήνος σεισμών στη δυτική του απόληξη, ενώ νοτιότερα από αυτό, η σεισμικότητα συγκεντρώνεται γύρω από τα βουνά Παραμυθιά και Μορφή, τα οποία οριοθετούνται από ανάστροφα, κλίσης προς τα ανατολικά ρήγματα. Στο σημείο αυτό αξίζει να αναφερθεί, συνοπτικά, η σεισμικότητα της Βορείου Ηπείρου, η οποία πιο συγκεκριμένα εκφράζεται με ένα σμήνος σεισμών που βρίσκεται μεταξύ των αντικλίνων Κασιδιάρης και Κουρέντων (Hatzfeld et al., 1995). Τα αντίκλινα αυτά οριοθετούνται από ανάστροφα ρήγματα, κλίσης προς τα ανατολικά και δυτικά, αντίστοιχα. Επιπρόσθετα, δυτικά της οροσειράς Κουρέντων εντοπίζεται ένα άλλο σμήνος σε βάθος περίπου 5 έως 8 χιλιομέτρων.

3.3.4. Βόρεια Ελλάδα (Μακεδονία – Θράκη)

3.3.4.1. Γενικά

Η περιοχή της Μακεδονίας – Θράκης αποτελεί τμήμα της ελληνικής ενδοχώρας, η οποία εκτείνεται στην περιοχή βόρεια της Θεσσαλίας και ανατολικά της Ηπείρου, καταλαμβάνοντας ουσιαστικά ολόκληρη την περιοχή της Βόρειας Ελλάδας. Από το δυτικότερο έως το ανατολικότερο τμήμα, η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από τη σημαντική παρουσία ενεργών τεκτονικών δομών, ενώ σε αρκετές περιπτώσεις οι δομές αυτές συνδέονται με την εκδήλωση σεισμικών φαινομένων. Ως εκ τούτου, η περιοχή της Μακεδονίας – Θράκης χωρίζεται σε επτά ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) (Εικόνα 3.3.4.1.1), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS). Παρακάτω παρατίθεται η λεπτομερής περιγραφή του ενεργού τεκτονικού καθεστώτος του εκάστοτε τεκτονικού τεμάχους.

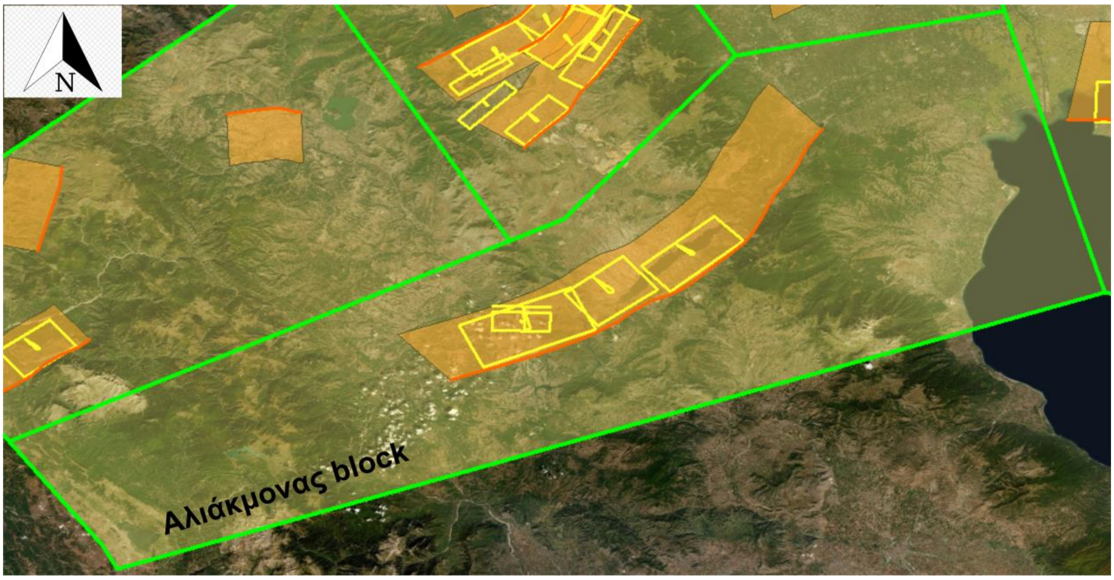
Εικόνα 3.3.4.1.1. Τα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) της περιοχής της Μακεδονίας – Θράκης (1: Αλιάκμονας block, 2: Κόνιτσα – Καστοριά block, 3: Αμύνταιο – Πτολεμαΐδα block, 4: Αλμωπία – Γουμένισσα block, 5: Στρυμόνας – Σέρρες block, 6: Θεσσαλονίκη – Χαλκιδική block, 7: Ανατολική Μακεδονία – Θράκη block).

3.3.4.2. Αλιάκμονας block

Στο νότιο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας προσδιορίζεται το πρώτο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) της περιοχής με την ονομασία ‘Αλιάκμονας block’ (Εικόνα 3.3.4.2.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος αποτελεί το μεγαλύτερο σε έκταση στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, ενώ περιλαμβάνει ένα Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Η συγκεκριμένη σύνθετη ενεργή ρηξιγενή δομή αποτελεί μία από τις σημαντικότερες του ελληνικού χώρου, καθώς συνδέεται με πρόσφατη και καταστροφική σεισμική δράση στην ηπειρωτική Ελλάδα.

Όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς, στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας έλαβαν χώρα δύο πολύ σημαντικές νεοτεκτονικές φάσεις παραμόρφωσης, κατά τη διάρκεια του Άνω Μειόκαινου έως σήμερα, δημιουργώντας τα κύρια τεκτονικά στοιχεία της ευρύτερης περιοχής (Mountrakis et al., 2006; Pavlides & Mountrakis, 1987). Ειδικότερα, κατά το Άνω Μειόκαινο έως το Πλειόκαινο έλαβε χώρα η πρώτη φάση, η οποία ήταν εφελκυστική και αναπτύχθηκε σε μία ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνση, οδηγώντας είτε στη δημιουργία νέων είτε στην επανενεργοποίηση ΒΑ – ΝΔ παράταξης, κανονικών ρηγμάτων. Το συγκεκριμένο εφελκυστικό πεδίο εντοπίζεται σε ολόκληρη την έκταση της περιοχής του εσωτερικού Αιγαίου, δημιουργώντας επιπλέον σημαντικές τεκτονικές λεκάνες ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης. Στη συνέχεια, ακολούθησε κατά το Τεταρτογενές η δεύτερη τεκτονική φάση, η οποία συνδέεται με εφελκυσμό, ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνσης, δημιουργώντας ή επανενεργοποιώντας ΒΑ – ΝΔ έως Α – Δ παράταξης, κανονικά ρήγματα, τα οποία έδρασαν εγκαρσίως των προϋπαρχόντων λεκανών, προκαλώντας το διαχωρισμό τους σε υπολεκάνες (Pavlides & Mountrakis, 1987).

Το βασικότερο νεοτεκτονικό στοιχείο της περιοχής θεωρείται η ρηξιγενής δομή που αναπτύσσεται κατά μήκος του ποταμού Αλιάκμονα, μήκους μεγαλύτερο από 70 χιλιόμετρα, ενώ ιδιαίτερα ορατή εμφανίζεται κατά κύριο λόγο στις περιοχές των Γρεβενών και της Κοζάνης. Ουσιαστικά, η συγκεκριμένη ρηξιγενής δομή συνίσταται από διαδοχικά ρηξιγενή τμήματα, λειτουργώντας πρακτικά ως ανεξάρτητα τεκτονικά στοιχεία. Πιο συγκεκριμένα, μία ολοκαινική επανενεργοποιημένη δομή, η οποία κυριαρχεί στην περιοχή είναι το ρήγμα των Σερβίων, το οποίο αποτελεί ένα τυπικό ΒΑ – ΝΔ παράταξης κανονικό ρήγμα, μήκους 30 χιλιομέτρων, παρουσιάζοντας μία μετατόπιση περίπου 1500 μέτρων, ενώ επιπλέον με βάση τις πλειοκαινικές – τεταρτογενείς αποθέσεις του υπερκείμενου τεμάχους του ρήγματος της λεκάνης Σερβίων – Κοζάνης (Chatzipetros et al., 1998), ο μέσος ετήσιος ρυθμός ολίσθησης υπολογίστηκε στα 0,25 χιλιοστά, παρουσιάζοντας μία συσεισμική ολίσθηση 0,5 μέτρων και διάστημα επανάληψης περίπου 2000 ετών.



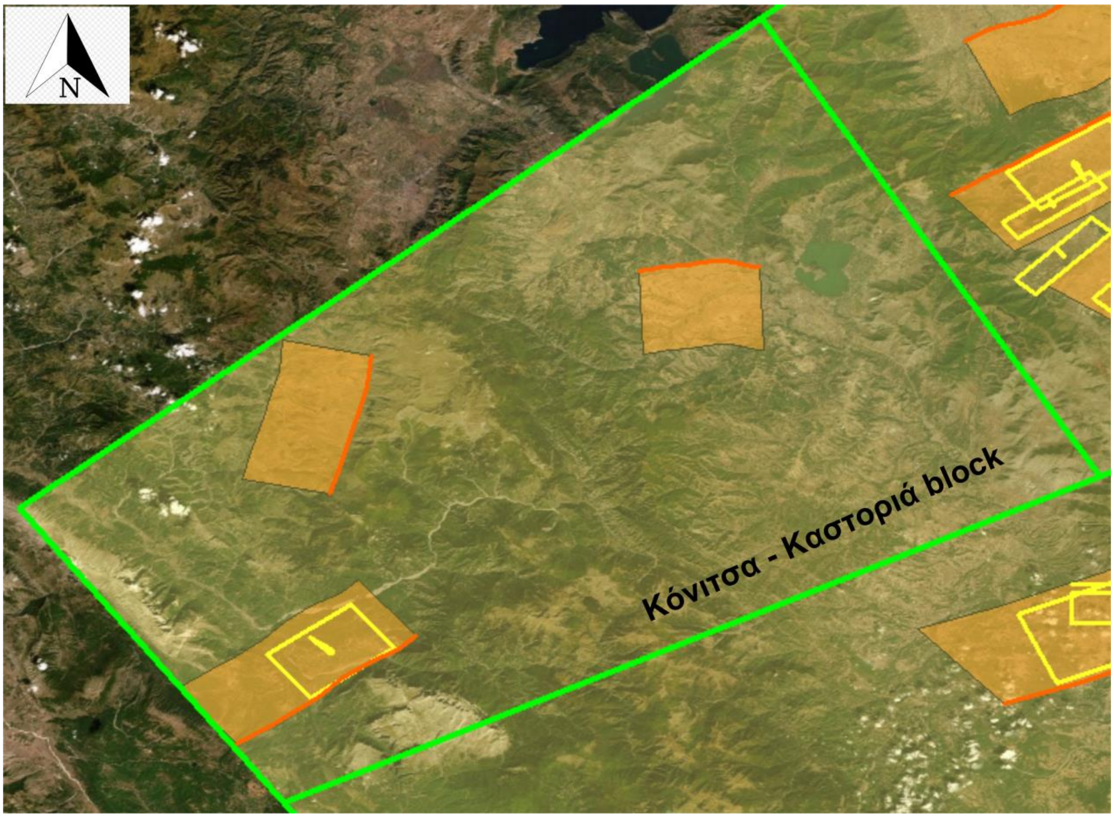
Εικόνα 3.3.4.2.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Αλιάκμονας, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά τη σεισμικότητα της περιοχής, στις 13 Μαΐου 1995 έλαβε χώρα ένας ισχυρός και καταστροφικός σεισμός, μεγέθους M_w = 6.5, ο οποίος θεωρείται αξιοσημείωτος, καθώς αφενός αποτελεί το μεγαλύτερο ενόργανα καταγεγραμμένο σεισμικό γεγονός της ευρύτερη περιοχής και αφετέρου έλαβε χώρα σε μία περιοχή που θεωρούνταν χαμηλής σεισμικότητας (Hatzfeld et al., 1998; Papazachos et al., 1998). Πριν από την εκδήλωση του κύριου γεγονότος προηγήθηκαν προσεισμοί μεγεθών M = 3.8 – 4.5, οι οποίοι συνέβαλαν καθοριστικά στην αποτροπή ανθρώπινων απωλειών. Ωστόσο, οι υλικές καταστροφές στις πόλεις των Γρεβενών και της Κοζάνης, αλλά και των ευρύτερων περιοχών, ήταν εκτεταμένες. Ειδικότερα, η επικεντρική περιοχή τοποθετείται στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής γεωτεκτονικής ζώνης, όπου εντοπίζεται το προαναφερόμενο ρήγμα του Αλιάκμονα, ενώ σημαντική θεωρείται και η μετασεισμική δραστηριότητα που ακολούθησε (Papazachos et al., 1998). Λαμβάνοντας υπόψη τους μηχανισμούς γένεσης προσδιορίστηκε το σεισμικό ρήγμα, το οποίο χαρακτηρίζεται ως κανονικό, παρουσιάζοντας ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξη και ΒΒΔ κλίση, με το κύριο σεισμικό γεγονός να παράγεται στο κεντρικό και βαθύτερο τμήμα του ρήγματος, κάτω από το βουνό Βούρινος (Papazachos et al., 1998; Pavlides et al., 1995). Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί ότι η γωνία κλίσης είναι μεγάλη στην επιφάνεια και μικρή στο βάθος, καθώς και το γεγονός ότι η πλειοψηφία των επικέντρων της σεισμικής ακολουθίας κατανεμήθηκαν στο υπερκείμενο τέμαχος του ρήγματος

(Mountrakis et al., 1998). Από τη δράση του συγκεκριμένου σεισμικού γεγονότος προκλήθηκαν εδαφικές ρωγμές κανονικού χαρακτήρα με μήκη μέχρι 15 χιλιόμετρα. Η πιο σημαντική από αυτές έχει ΑΒΑ παράταξη, κλίση προς ΒΒΔ, μία ολίσθηση κανονικού ρήγματος (1 – 15 εκατοστά) με μία μικρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης και βρίσκεται κατά μήκος μίας γραμμής που ακολουθεί το χωριά Ρύμνιο, Παλαιοχώρι και Σαρακήνα (Mountrakis et al., 1998; Papazachos et al., 1998).

3.3.4.3. Κόνιτσα – Καστοριά block

Στο βορειοδυτικό τμήμα της Μακεδονίας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Κόνιτσα – Καστοριά block’ (Εικόνα 3.3.4.3.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνει, έκτος από ένα σημαντικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας, και την ανατολικότερη περιοχή της Ηπείρου, τρία Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Στο σημείο αυτό πρέπει να επισημανθεί το γεγονός ότι οι τεκτονικές δομές που εντοπίζονται στο ανατολικό τμήμα της Ηπείρου, εμφανίζουν περισσότερες ομοιότητες αλλά και μεγαλύτερη αλληλεπίδραση με τις αντίστοιχες της Δυτικής Μακεδονίας και για αυτό θεωρήθηκε ότι η ένταξή τους στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος είναι καταλληλότερη συγκριτικά με το ‘Ήπειρος block’. Επιπλέον, σημειώνεται ότι ένα μικρό τμήμα στα βορειοδυτικά του τεμάχους συνεχίζει στην περιοχή της Αλβανίας, ενώ και ένα από τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) εντοπίζεται εντός της αλβανικής περιοχής.



Εικόνα 3.3.4.3.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κόνιτσα - Καστοριά, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Το τεκτονικό καθεστώς του ανατολικού τμήματος της περιοχής μελέτης περιγράφηκε αναλυτικά σε προηγούμενο υποκεφάλαιο (Ήπειρος block) και εκφράζεται στη συγκεκριμένη περιοχή με την παρουσία του ρήγματος της Κόνιτσας. Πιο συγκεκριμένα, το ρήγμα της Κόνιτσας αποτελεί την κύρια νεοτεκτονική δομή της περιοχής, διαμορφώνοντας τις λεκάνες των ποταμών Αώου και Βοϊδομάτη, καθώς αποτελεί μία σημαντική ΒΑ – ΝΔ ρηξιγενή ζώνη μήκους 25 χιλιομέτρων, ενώ ταυτόχρονα φέρνει σε επαφή τους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους με το φλύσχη της Ιονίου ζώνης και επηρεάζει τις τεταρτογενείς αποθέσεις (Galanakis et al., 2007; Ntokos, 2018). Η μεγαλύτερη κατάπτωση υπολογίζεται ότι είναι περίπου 1000 μέτρα και εντοπίζεται μεταξύ της πόλης Κόνιτσας και του χωριού Κλειδωνιά, ενώ ταυτόχρονη παρουσιάζεται μία μεγάλη ζώνη μυλονιτίωσης, το πάχος της οποίας πιστοποιεί την προαναφερόμενη κατάπτωση (Galanakis et al., 2007). Επιπρόσθετα, ο εκτιμώμενος προσανατολισμός της έκτασης παρουσιάζει μία ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση, η οποία βρίσκεται σε συμφωνία με τις ρηξιγενείς δομές της ευρύτερης περιοχής.

Όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς του κεντρικού και ανατολικού τμήματος του συγκεκριμένου ανεξάρτητου τεκτονικού τεμάχους, η περιοχή αυτή έχει υποστεί πολλές παραμορφωτικές φάσεις της αλπικής ορογένεσης, τόσο εκτατικές όσο και συμπιεστικές, οι οποίες αναμόρφωσαν τις αρχικές δομές και άλλαξαν τις σχέσεις τους από το Μειόκαινο. Από τη συγκεκριμένη περίοδο και μετά, δύο κύριες νεοτεκτονικές, εκτατικές φάσεις έλαβαν χώρα (Mountrakis et al., 2006): i) μία ΒΑ – ΝΔ έκταση από το Άνω Μειόκαινο – Πλειόκαινο που επανενεργοποίησε τα ΒΔ – ΝΑ παράταξης κανονικά ρήγματα και ii) μία Β – Ν έως ΒΔ – ΝΑ έκταση κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς που ενεργοποίησε Α – Δ έως ΒΑ – ΝΔ παράταξης ρήγματα. Η σημαντικότερη τεκτονική δομή που εντοπίζεται στην περιοχή είναι η ρηξιγενής ζώνη της Καστοριάς, παράταξης περίπου Α – Δ, η οποία ορίζεται με βάση την κατανομή των επιμηκυμένων τεταρτογενών λεκανών που αναπτύχθηκαν κατά μήκος του ποταμού Αλιάκμονα (Metaxas et al., 2010). Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η ενεργότητα του ρήγματος της Καστοριάς φαίνεται ότι δε συνάδει με την κινηματική του Μέσου – Άνω Πλειστόκαινου, η οποία παρουσιάζεται στην ευρύτερη περιοχή.

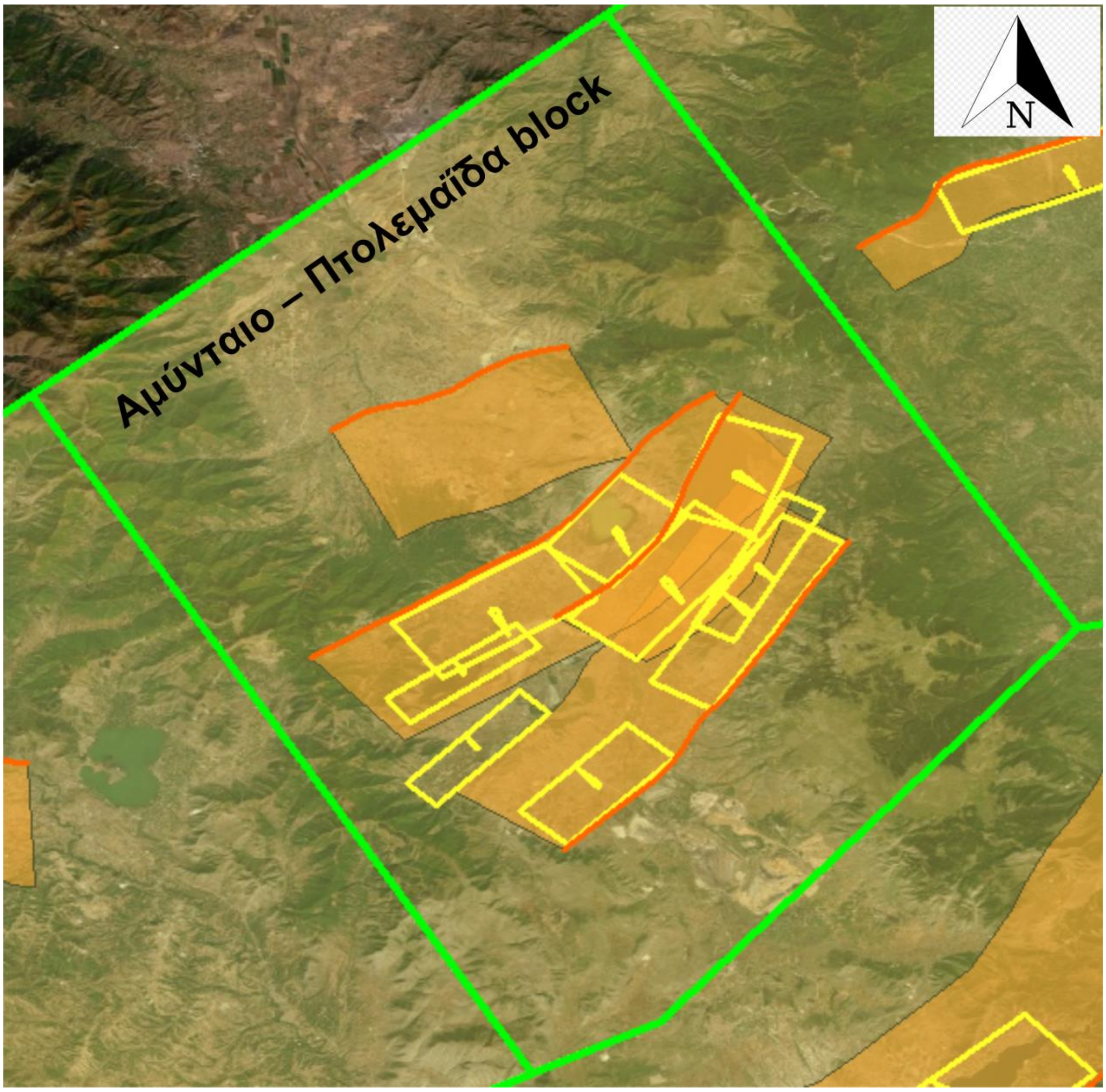
Σχετικά με τη σεισμικότητα, στις 26 Ιουλίου 1996 έλαβε χώρα στην περιοχή της Κόνιτσας ένα σεισμικό γεγονός (M_s = 5.4), ενώ στις 6 Αυγούστου έλαβε χώρα το κύριο σεισμικό γεγονός μεγέθους M_s = 5.7, επηρεάζοντας την πόλη της Κόνιτσας και τις τοπικές κοινωνίες σε μία περιοχή περίπου 10 χιλιομέτρων (Galanakis et al., 2007). Τα συγκεκριμένα σεισμικά γεγονότα συνδέονται άμεσα με την προαναφερόμενη ρηξιγενή δομή της Κόνιτσας. Όσον αφορά το κεντρικό και ανατολικό τμήμα του τεκτονικού τεμάχους, η ρηξιγενείς ζώνη της Καστοριάς σχετίζεται με τρία ισχυρά σεισμικά γεγονότα: i) το 1709 (M = 6.0), ii) το 1812 (M = 6.5) και iii) το 1894 (M = 6.1), όπως προκύπτει από την κατανομή των σεισμικών επικέντρων ($M \geq 4.0$) για την περίοδο 1930 – 2009 (Metaxas et al., 2010), ενώ αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η σεισμικότητα του βορειοδυτικού άκρου της περιοχής έχει σχετίζεται και επηρεάζεται άμεσα από σεισμική δραστηριότητα της ρηξιγενούς ζώνης της Κόνιτσας.

3.3.4.4. Αμύνταιο - Πτολεμαΐδα block

Στο κεντρικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία ‘Αμύνταιο - Πτολεμαΐδα block’ (Εικόνα 3.3.4.4.1). Λαμβάνοντας υπόψη την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), το συγκεκριμένο τέμαχος περιλαμβάνει τέσσερα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs). Ως σημαντικότερο χαρακτηριστικό του συγκεκριμένου ανεξάρτητου τεκτονικού τεμάχους θεωρείται η παρουσία νεοτεκτονικών λεκανών και υπολεκανών, η οποία συνοδεύεται από τη δράση νεοτεκτονικών ρηγμάτων. Συνεπώς, στην ευρύτερη περιοχή εντοπίζονται κατά κύριο λόγο ενεργά, αντιθετικά ρήγματα, συγκεκριμένων παρατάξεων, τα οποία προέκυψαν κατά τη νεοτεκτονική δράση της ευρύτερης περιοχής, ενώ δε φαίνεται να σχετίζονται με κάποιο ισχυρό σεισμικό γεγονός.

Ως η σημαντικότερη τεκτονική δομή της περιοχής θεωρείται η λεκάνη Φλώρινα – Πτολεμαΐδα – Σέρβια, η οποία αποτελεί ένα σύστημα τεκτονικής τάφρου που εκτείνεται για μία απόσταση μεγαλύτερη των 120 χιλιομέτρων από την περιοχή Μπίτολα της Βόρειας Μακεδονίας μέχρι το χωριό Σέρβια στην περιοχή της Κοζάνης (Pavlides, 1985). Τμήμα της προαναφερθείσας τεκτονικής δομής αποτελεί η 60 χιλιομέτρων μήκους και 20 χιλιομέτρων πλάτους λεκάνη της Πτολεμαΐδας, η οποία είναι λιμναίας προέλευσης και πληρώνεται με μία διαδοχική ακολουθία ιζημάτων, πάχους 500 – 600 μέτρων, φτάνοντας κατά τόπους τα 1000 μέτρα. Τα ιζήματα αυτά διακρίνονται στον κατώτερο σχηματισμό ηλικίας Άνω Μειόκαινου – Κάτω Πλειόκαινου, το σχηματισμό Πτολεμαΐδας ηλικίας Πλειόκαινου και τον ανώτερο σχηματισμό ηλικίας Τεταρτογενούς. Ο σχηματισμός της Πτολεμαΐδας περιλαμβάνει τα ανώτερα και κατώτερα λιγνιτικά στρώματα, τα οποία εναλλάσσονται με αργίλους, μάργες, αμμώδεις μάργες και άμμους (Delogkos et al., 2018; Koufos & Pavlides, 1988; Pavlides, 1985).

Η λεκάνη οριοθετείται από δύο συστήματα ρηγμάτων, τα οποία σχετίζονται με τι δύο εκτατικές φάσεις που αναφέρθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια (Mercier et al., 1989; Pavlides & Mountrakis, 1987). Ειδικότερα, η ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης εκτατική φάση του Άνω Μειόκαινου είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία της λεκάνης Φλώρινα – Πτολεμαΐδα – Σέρβια, στην οποία στη συνέχεια έλαβε χώρα η ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης εκτατική φάση κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς, έχοντας ως αποτέλεσμα τη δημιουργία των ΒΑ – ΝΔ παράταξης ρηγμάτων, τα οποία οριοθετούν έναν αριθμό υπολεκανών, στον οποίο περιλαμβάνονται οι λεκάνες Φλώρινα, Πτολεμαΐδα και Σέρβια (Pavlides & Mountrakis, 1987). Στην επιφάνεια υπάρχουν λίγες εμφανίσεις των ΒΔ – ΝΑ παράταξης, ηλικίας Άνω Μειόκαινου, ρηγμάτων που ελέγχουν τα περιθώρια της λεκάνης, παρά το γεγονός ότι η παρουσία τους επιβεβαιώνεται από γεωτρήσεις (Pavlides & Mountrakis, 1987) και μερικές πρόσφατες αποκαλύψεις κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου της Πτολεμαΐδας (Karagianni et al., 2019). Επιφανειακά, στην περιοχή κυριαρχούν τα ρήγματα ηλικίας Τεταρτογενούς, τα οποία έχουν ΒΑ – ΝΔ παράταξη στο βόρειο τμήμα της περιοχής, ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξη βόρεια του ορυχείου της Μαυροπηγής και περίπου Α – Δ παράταξη στα ορυχεία Καρδιά και Νότιο Πεδίο (Delogkos et al., 2017).



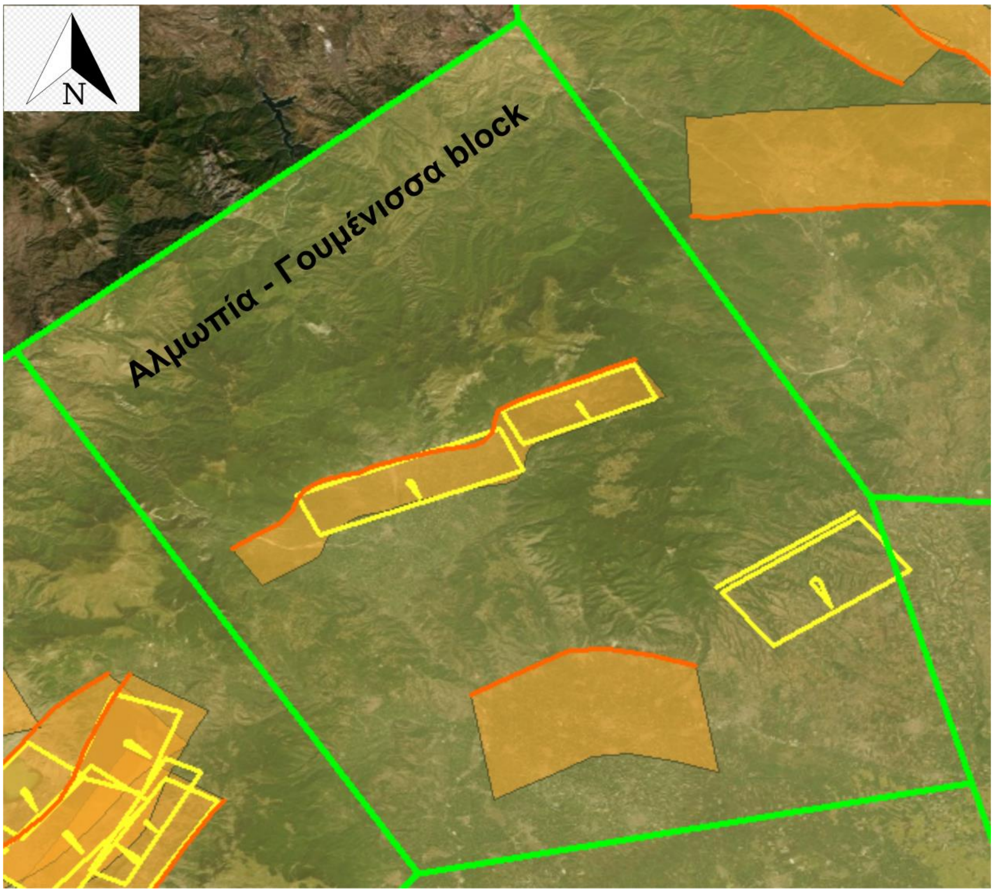
Εικόνα 3.3.4.4.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Αμύνταιο – Πτολεμαΐδα, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά την ευρύτερη περιοχή, η κυριότερη ρηξιγενής δομή είναι το ρήγμα Πετρών – Ξινό Νερό – Αετός – Νυμφαίο, το οποίο διαιρεί τη λεκάνη σε δύο υπολεκάνες, της βόρειας Φλώρινας και του Αμύνταιου, ενώ ορισμένα σημαντικά, ΒΑ

– ΝΔ παράταξης, ρήγματα της περιοχής είναι το ρήγμα Βεγορίτιδα και το ρήγμα Χειμαδίτιδα – Ανάργυροι (Atzemoglou et al., 1998; Doutsos & Koukouvelas, 1998).

3.3.4.5. Αλμωπία – Γουμένισσα block

Η περιοχή, στην οποία συμπεριλαμβάνεται το ανατολικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας, αποτελεί το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος που φέρει την ονομασία ‘Αλμωπία – Γουμένισσα block’ (Εικόνα 3.3.4.5.1). Το συγκεκριμένο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία τριών Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), καθώς επίσης και από την εκδήλωση πρόσφατης σεισμικής δραστηριότητας.



Εικόνα 3.3.4.5.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Αλμωπία – Γουμένισσα, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς του συγκεκριμένου ανεξάρτητου τεκτονικού τεμάχους, εντοπίζονται δύο βασικές φάσεις που σχετίζονται με εφελκυστική τεκτονική.

Ειδικότερα, η πρώτη φάση έλαβε χώρα κατά το Άνω Μειόκαινο – Πλειόκαινο, παρουσιάζοντας μία γενική ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνση, ενώ θεωρείται ως ο λόγος δημιουργίας ή επαναδραστηριοποίησης των ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρηγμάτων που εντοπίζονται στην ευρύτερη περιοχή (Pavlidis, 1998). Επιπρόσθετα, σημειώνεται ότι το συγκεκριμένο εφελκυστικό πεδίο παρουσιάζει την προαναφερόμενη διεύθυνση σταθερά σε ολόκληρη την περιοχή του εσωτερικού Αιγαίου, από την ηπειρωτική Ελλάδα μέχρι και τη Δυτική Τουρκία. Η δεύτερη εφελκυστική φάση έλαβε χώρα στο Τεταρτογενές, κατά κύριο λόγο στο Μέσο – Άνω Πλειστόκαινο, αφού ολοκληρώθηκε η διαδικασία της ιζηματογένεσης και η ηφαιστειακή δράση του Πλειόκαινου, παρουσιάζοντας μία ΒΔ – ΝΑ έως ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνση (Pavlidis, 1998). Ως εκ τούτου, κατά τη διάρκεια της δεύτερης εφελκυστικής φάσης έδρασαν ΒΑ – ΝΔ έως Α – Δ παράταξης κανονικά ρήγματα, διαμορφώνοντας ουσιαστικά τις λεκάνες της Αλμωπίας και της Βεγορίτιδας, ενώ αξίζει να σημειωθεί ότι η δράση της συγκεκριμένης εφελκυστικής φάσης συνεχίζεται έως σήμερα.

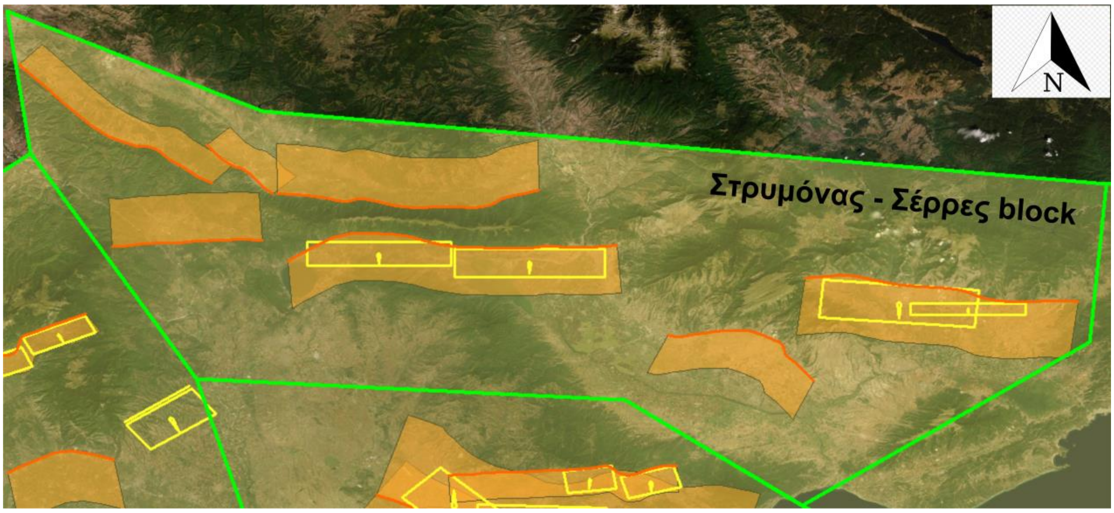
Πιο συγκεκριμένα, όσον αφορά τι ρηξιγενείς δομές, το αλπικό υπόβαθρο και οι πιο πρόσφατοι σχηματισμοί της περιοχής της Αλμωπίας χαρακτηρίζονται από την παρουσία ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης ρηγμάτων, τα οποία είτε αποτελούν προϋπάρχοντα ρήγματα του αλπικού υποβάθρου που επαναδραστηριοποιήθηκαν είτε αποτελούν νέα ρήγματα, η δημιουργία των οποίων βασίζεται στα παλαιότερα τεκτονικά στοιχεία του υποβάθρου, τα οποία διαμορφώθηκαν από τη δράση παλαιότερων παραμορφωτικών φάσεων (Pavlidis, 1998). Ειδικότερα, τα προαναφερόμενα ρήγματα χαρακτηρίζονται, σχεδόν στο σύνολό τους, ως κανονικά ή πλαγιοκανονικά, παρουσιάζοντας σημαντικές γωνίες κλίσης, ενώ ταυτόχρονα οι εμφανίσεις των κατακόρυφων αλμάτων λαμβάνουν τιμές από 1 μέχρι 10 μέτρα (Pavlidis, 1998). Επιπλέον, σημειώνεται ότι τα συγκεκριμένα ρήγματα κλίνουν συστηματικά προς τα νότια, ενώ η μετάπτωση χαρακτηρίζεται από νοτιοανατολική διεύθυνση.

Όσον αφορά τη σεισμική δραστηριότητα της περιοχής, το πιο πρόσφατο σεισμικό γεγονός καταγράφηκε στην περιοχή της Γουμένισσας. Ειδικότερα, στις 21 Δεκεμβρίου 1990 έλαβε χώρα στη συγκεκριμένη περιοχή ένα ισχυρό σεισμικό γεγονός μεγέθους M_w6.1, ενώ στη συνέχεια καταγράφηκε ένας μεγάλος αριθμός μετασεισμών, ο σημαντικότερος εκ των οποίων (M_L = 3.9) έλαβε χώρα στις 24 Δεκεμβρίου (Panagiotopoulos et al., 1993). Με βάση τους μηχανισμούς γένεσης, το σεισμικό ρήγμα χαρακτηρίζεται ως κανονικό, παρουσιάζοντας μία ΒΑ – ΝΔ παράταξη, ενώ το μέγιστο βάθος υπολογίζεται περίπου στα 11 χιλιόμετρα (Panagiotopoulos et al., 1993). Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η σύγκριση των σεισμικών ρηγμάτων (Γουμένισσας και Κοζάνης – Γρεβενών) με άλλες σημαντικές νεοτεκτονικές δομές της περιοχής οδηγεί στο συμπέρασμα ότι οι δομές αυτές είναι ενεργές (Pavlidis, 1998).

3.3.4.6. Στρυμόνας – Σέρρες block

Στο βορειότερο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία 'Στρυμόνας – Σέρρες' (Εικόνα 3.3.4.6.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), το συγκεκριμένο τέμαχος περιλαμβάνει επτά Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), τα τέσσερα εκ των οποίων τοποθετούνται στις γειτονικές χώρες Βουλγαρία και Βόρεια Μακεδονία. Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία αξιοσημείωτων λεκανών, ενώ ταυτόχρονα εντοπίζεται μία μεσαίου μεγέθους σεισμικότητα.

Το γεωτεκτονικό καθεστώς της Κεντρικής Μακεδονίας αναγνωρίζεται ως εκτατικό, παρουσιάζοντας μία ΒΑ – ΝΔ έκταση κατά τη διάρκεια του Άνω Μειόκαινου – Πλειόκαινου. Στη συνέχεια, η διεύθυνση της έκτασης μεταβλήθηκε σε Β – Ν κατά τη διάρκεια του Κάτω Πλειστόκαινου και εξακολουθεί να δρα έως σήμερα (Mountrakis et al., 2006; Tranos, 2011). Η προαναφερόμενη έκταση της περιοχής εκφράζεται από την παρουσία τριών ομάδων ρηγμάτων, με βάση την παράταξή τους, τα οποία είναι (Tranos & Mountrakis, 2004): i) ΒΔ – ΝΑ ρήγματα, ii) ΒΑ – ΝΔ έως ΑΒΑ – ΔΝΔ ρήγματα και iii) Α – Δ ρήγματα. Αρχικά, τα ΒΔ – ΝΑ ρήγματα είναι προσανατολισμένα παράλληλα στον κύριο άξονα της λεκάνης του Στρυμόνα και φαίνεται ότι οριοθετούν τη συγκεκριμένη λεκάνη, παρά το γεγονός ότι δεν ορίζονται σαφώς στο ανατολικό όριο της λεκάνης. Όσον αφορά τα ΒΑ – ΝΔ έως ΑΒΑ – ΔΝΔ ρήγματα, αποτελούν μεγάλου μήκους ρήγματα τα οποία κόβουν εγκαρσίως το όρος Μενοίκιον, ενώ πολλά από αυτά είναι κληρονομούμενες ολιγοκαινικές – μειοκαινικές οριζόντιας μετατόπισης δομές που αργότερα επανενεργοποιήθηκαν ως κανονικά ρήγματα (Tranos & Mountrakis, 2004). Οι Α – Δ παράταξης ρηξιγενείς δομές της περιοχής είναι οι πιο πρόσφατες και οι καλύτερα εντοπιζόμενες στην ύπαιθρο. Η σημαντικότερη από αυτές είναι η ρηξιγενής ζώνη Σέρρες, η οποία βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του βορειοανατολικού ορίου της μεγάλης ΒΔ – ΝΑ παράταξης λεκάνης του Στρυμόνα, οδηγώντας σε μετάπτωση των νότιων πλαγιών του όρους Μενοίκιον ανατολικά της πόλης των Σερρών (Tranos & Mountrakis, 2004).



Εικόνα 3.3.4.6.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Στρυμόνας – Σέρρες, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Ειδικότερα, η ρηξιγενής ζώνη Σέρρες, από την πόλη των Σερρών μέχρι το χωριό Νέα Ζίχνη, χαρακτηρίζεται από πολύπλοκα γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά, καθώς περιλαμβάνει αρκετά Α – Δ, ΑΒΑ – ΔΝΔ και ΔΒΔ – ΑΝΑ ρηξιγενή τμήματα, ορισμένα εκ των οποίων ελέγχουν την απόθεση των τεταρτογενών ιζημάτων κατά μήκος των νότιων πλαγιών του όρους Μενοίκιον για συνολικό μήκος περίπου 30 χιλιομέτρων. Πιο συγκεκριμένα, η ρηξιγενής ζώνη Σέρρες μπορεί να διαιρεθεί σε τέσσερα ρηξιγενή τμήματα, τα οποία είναι (Tranos & Mountrakis, 2004):

1) Τμήμα Σέρρες: εντοπίζεται μεταξύ των χωριών Λευκώνας και Επτάμυλοι, διασχίζοντας την πόλη των Σερρών. Ουσιαστικά, περιλαμβάνει ΑΒΑ – ΔΝΔ και Α – Δ παράταξης ρήγματα, τα οποία διατρέχουν κατά μήκος το νεογενές – τεταρτογενές όριο για μήκος περίπου 6,5 χιλιομέτρων.

2) Τμήμα Επτάμυλοι – Άγιο Πνεύμα: χαρακτηρίζεται από ένα συνολικό μήκος 10 χιλιομέτρων, αποτελούμενο από υποπαράλληλα Α – Δ παράταξης ρήγματα, υψηλών έως πολύ υψηλών γωνιών κλίσης προς Ν. Επιπλέον, εντοπίζονται τουλάχιστον τέσσερεις κύριοι κλάδοι ρηγμάτων με μήκη που ποικίλουν από 4,5 έως 10 χιλιόμετρα, έχοντας προκαλέσει τη μετάπτωση των νότιων πλαγιών του όρους Μενοίκιον προς τα νότια.

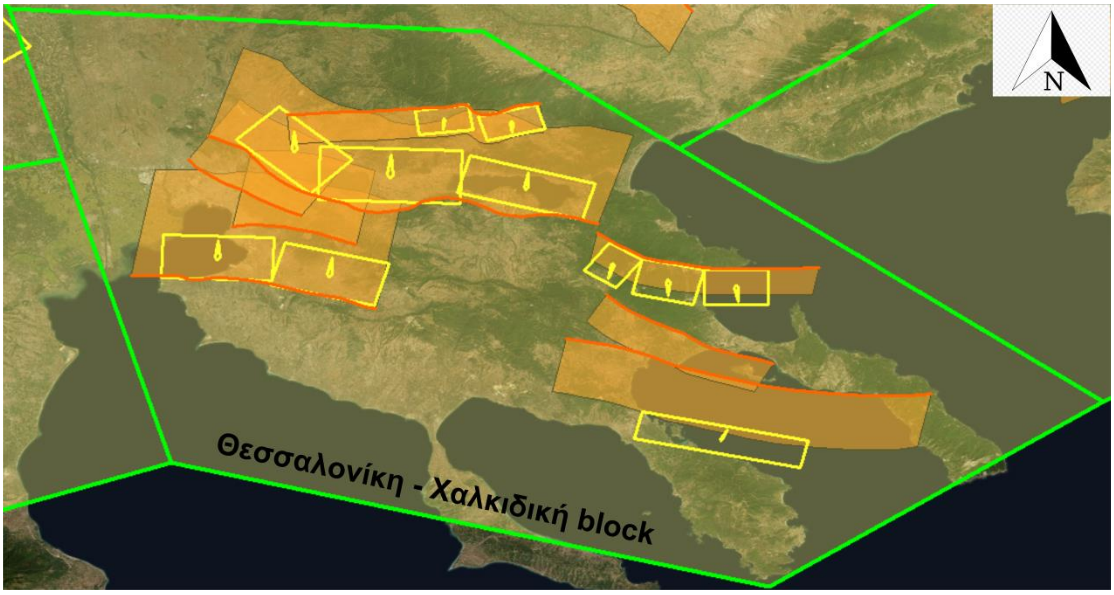
3) Τμήμα Άγιο Πνεύμα – Μέταλλα: χαρακτηρίζεται από ένα συνολικό μήκος περίπου 6,5 χιλιομέτρων και περιλαμβάνει δύο κύρια ρήγματα ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης.

4) Τμήμα Δαφνούδι – Νέα Ζίχνη: αποτελεί ένα ευθύγραμμο, ΒΔ – ΝΑ παράταξης τμήμα, το οποίο διατρέχει κατά μήκος των χωριών Δαφνουδί, Άγιος Χριστόφορος και καταλήγει νότια του χωριού Νέα Ζίχνη.

Όσον αφορά τη σεισμικότητα, στις 24 Μαΐου 2009 έλαβε χώρα, στην περιοχή της λίμνης Δοϊράνης, ένας μεσαίου μεγέθους σεισμός (Mw = 5.2), ο οποίος σχετίζεται με ένα σεισμικό ρήγμα, περίπου 5 χιλιομέτρων μήκους, παράταξης ΒΑ (62 μοίρες) και κλίση προς Ν (περίπου 40 μοίρες) (Kiratzi, 2009). Οι μηχανισμοί γένεσης των 13 ισχυρότερων γεγονότων δείχνουν καθαρά ότι πρόκειται για κανονικό ρήγμα, τα οποίο μερικές φορές συνδυάζεται με μία ελαφριά δεξιόστροφη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης (Kiratzi, 2009). Παρά το γεγονός ότι στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος δεν εντοπίζονται άλλα αξιοσημείωτα σεισμικά γεγονότα, η ευρύτερη περιοχή χαρακτηρίζεται από την παρουσία ισχυρών σεισμών, με χαρακτηριστικότερη την περίπτωση του σεισμού (1931, M = 6.6) στην πόλη Βαλάντοβο της Βόρειας Μακεδονίας, ενώ στην ευρύτερη περιοχή αξιοσημείωτα σεισμικά γεγονότα εντοπίζονται στις περιοχές της Θεσσαλονίκης και της Χαλκιδικής, τα οποία θα αναλυθούν λεπτομερώς στο σχετικό υποκεφάλαιο.

3.3.4.7. Θεσσαλονίκη – Χαλκιδική block

Στο νότιο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας ορίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία 'Θεσσαλονίκη - Χαλκιδική block' (Εικόνα 3.3.4.7.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), το προαναφερόμενο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία οκτώ Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), ενώ ορισμένα από αυτά παρουσιάζουν αξιοσημείωτη ενεργό τεκτονική, η οποία συνδέεται με την εκδήλωση σεισμικών γεγονότων, ορισμένα εκ των οποίων ήταν καταστροφικά για την ευρύτερη περιοχή.



Εικόνα 3.3.4.7.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Θεσσαλονίκη – Χαλκιδική, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, η σημερινή ενεργός γεωδυναμική της Βόρειας Ελλάδας κυριαρχείται από δύο κύρια φαινόμενα: i) τη δυτική απόληξη του δεξιόστροφου, οριζόντιας μετατόπισης ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, το οποίο περιλαμβάνει πλευρική κίνηση της Ανατολίας προς τα δυτικά και ii) τη Β – Ν έκταση της περιοχής του Αιγαίου πάνω από την υποβυθιζόμενη ωκεάνια Μεσογειακή λιθόσφαιρα (Martinod et al., 1997; Mountrakis et al., 2006).

Όσον αφορά την τάφρο της Μυγδονίας, η παρουσία μίας Α – Δ παράταξης, μεταπτωτικής δομής κυριαρχεί στην περιοχή, η οποία ξεκινά από την περιοχή του Λαγκαδά, διασχίζει την περιοχή της Βόλβης και καταλήγει στον κόλπο Ορφανός, αποτελώντας ταυτόχρονα μία από τις ενεργές δομές που περιλαμβάνουν την προαναφερθείσα Β – Ν έκταση. Η δραστηριότητα αυτής της τεκτονικής τάφρου αποδεικνύεται από αρκετούς καταστροφικούς σεισμούς που συνέβησαν σε αυτήν την περιοχή κατά τους πρόσφατους και ιστορικούς χρόνους. Ειδικότερα, τον Μάιο και τον Ιούνιο του 1978, μία ακολουθία σεισμών (μεγαλύτερο μέγεθος $M_s = 6.5$) συνέβη στη συγκεκριμένη τεκτονική τάφρο, με τους μηχανισμούς γένεσης να πιστοποιούν την παρουσία κανονικών, Α – Δ παράταξης ρηγμάτων, υπολογίζοντας μία μέση μετατόπιση περίπου 64 εκατοστών για το κύριο γεγονός (Martinod et al., 1997). Πιο νοτιοανατολικά, στην περιοχή της Χαλκιδικής, τα κανονικά κύρια ρήγματα Γομάτι και

Στρατώνι είναι τα κυρίαρχα τεκτονικά χαρακτηριστικά, με την περιοχή μεταξύ της λίμνης του Λαγκαδά και του κόλπου της Ιερισσού να αποτελεί ένα διακριτό τεκτονικό όριο. Ειδικότερα, τα συγκεκριμένα ρήγματα σχετίζονται με την υπολεκάνη της Μαραθούσας και δημιουργήθηκαν μεταξύ Μέσου και Άνω Μειόκαινου, ενώ και μία δεύτερη σημαντική τεκτονική δραστηριότητα παρουσιάστηκε κατά τη διάρκεια του Κατώτερου – Μέσου Τεταρτογενούς με βάση την κατανομή των πλειοκαινικών – τεταρτογενών ιζημάτων (Pavlides & Kilias, 1987).

Ωστόσο, όπως προκύπτει από σεισμολογικά, παλαιομαγνητικά και γεωλογικά δεδομένα, η νεοτεκτονική δραστηριότητα της περιοχής παρουσιάζει σημαντική πολυπλοκότητα, κατά την οποία συνυπάρχουν καθαρά μεταπτωτικά ρήγματα με πλάγιας ολίσθησης ρήγματα, ενώ εντοπίζονται διεφελκυστικές (transtensional) και δισυμπιεστικές (transpressional) δομές (Pavlides et al., 1990). Ειδικότερα, στην ευρύτερη περιοχή εντοπίζονται καθαρές ή σημαντικές κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης και πιο συγκεκριμένα αριστερόστροφες κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης κατά μήκος ΒΔ – ΝΑ παράταξης ενεργών ρηγμάτων. Με βάση τα δεδομένα της νεοτεκτονικής δράσης του Τεταρτογενούς, η γεωμετρία των ρηγμάτων συνοψίζεται ως εξής: i) οι ΒΔ – ΝΑ παράταξης μεγαδομές ενήργησαν ως πλάγιας ολίσθησης ρήγματα, ii) τα Α – Δ παράταξης ρήγματα ενεργοποιήθηκαν ως καθαρά κανονικά ρήγματα και iii) τα ΒΑ – ΝΔ ρήγματα παρουσίασαν χαρακτηριστικά δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης (Pavlides et al., 1990). Στη χερσόνησο της Χαλκιδικής εντοπίζονται ΒΔ – ΝΑ και Α – Δ ρηξιγενείς δομές, η νεοτεκτονική επανενεργοποίηση των οποίων χαρακτηρίζεται από μία σημαντική, οριζόντιας μετατόπισης συνιστώσα.

Επιπλέον, στην περιοχή της Θεσσαλονίκης εντοπίζονται στις υδρολογικές λεκάνες (λεκάνη του Ανθεμούντα, λεκάνη του Δενδροποτάμου και λεκάνη των ρεμάτων του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης) ορισμένες από τις κύριες ενεργές δομές της περιοχής. Πιο συγκεκριμένα, τα ρήγματα αυτά είναι τα ακόλουθα (Zervopoulou & Pavlides, 2005):

1) Ρήγμα Ανθεμούντας: τοποθετείται νότια – νοτιοανατολικά της πόλης της Θεσσαλονίκης, χαρακτηρίζεται ως κανονικό, παρουσιάζοντας μία Α – Δ παράταξη και κλίση προς Β, ενώ το υπολογιζόμενο μήκος προσεγγίζει τα 32 χιλιόμετρα.

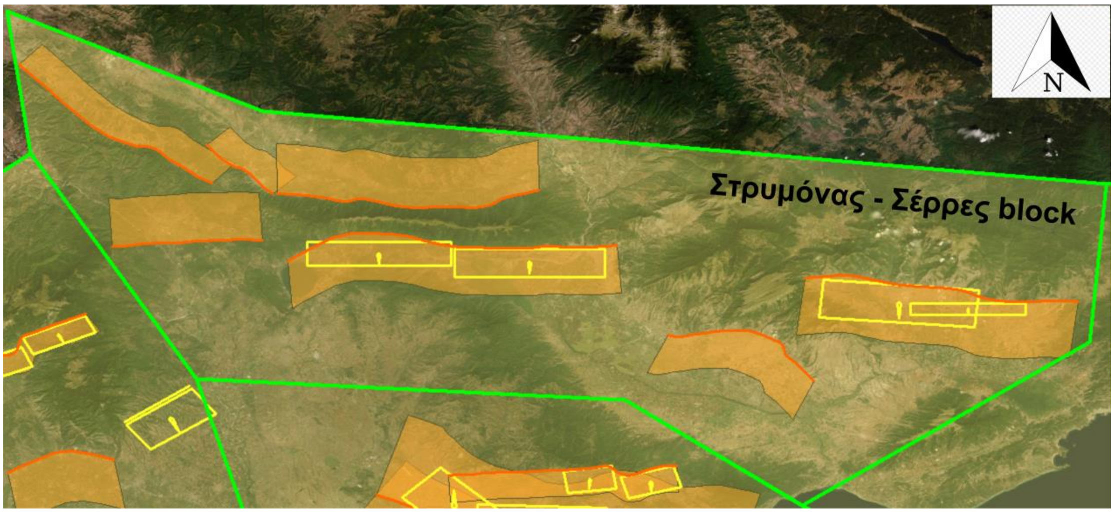
2) Ρήγμα Πυλαίας – Πανοράματος: τοποθετείται ανατολικά της πόλης της Θεσσαλονίκης, χαρακτηρίζεται ως κανονικό με αριστερόστροφη συνιστώσα, παρουσιάζοντας μία Α – Δ παράταξη και κλίση προς Β.

3) Ρήγμα Ασβεστοχώρι: τοποθετείται βόρεια – βορειοανατολικά της πόλης της Θεσσαλονίκης, χαρακτηρίζεται ως κανονικό με αριστερόστροφη συνιστώσα, παρουσιάζοντας μία ΑΝΑ – ΔΒΔ παράταξη και κλίση προς ΒΒΑ.

Σχετικά με τα σημαντικά σεισμικά γεγονότα της περιοχής, το πρώτο τοποθετείται στις 5 Ιουλίου 1902 στην Άσσηρο (M_s = 6.6) και σχετίζεται με τη ΒΔ – ΝΑ παράταξης ενεργή, ρηξιγενή ζώνη του Λαγκαδά. Ακολούθησαν ο σεισμός της 26ης Σεπτεμβρίου 1932 στην Ιερισσό (M_s = 7.0), καθώς και ο ισχυρός μετασεισμός (M_s = 6.2) της 29ης Σεπτεμβρίου 1932 στο Σοχό, οι οποίοι σχετίζονται με ρήγματα Α – Δ έως ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης. Ο τελευταίος ισχυρός σεισμός της 20ης Ιουνίου 1978 στη λίμνη Βόλβη σχετίζεται με την τομή δύο κύριων ρηγμάτων με διευθύνσεις ΒΔ – ΝΑ και ΒΑ – ΝΔ, τα οποία αντιπροσωπεύουν επίσης τις γραμμές ορίων των υπολεκανών της λεκάνης της Μυγδονίας (Voidomatis et al., 1990). Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στην ευρύτερη περιοχή της πόλης Βαλάντοβο (Βόρεια Μακεδονία), η οποία βρίσκεται σε πολύ κοντινή απόσταση από την Ελλάδα, σημειώθηκε το 1931 ένα πολύ ισχυρό σεισμικό γεγονός, μεγέθους M_s = 6.7.

3.3.4.8. Ανατολική Μακεδονία – Θράκη block

Στο ανατολικότερο τμήμα της Βόρειας Ελλάδας εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Ανατολική Μακεδονία – Θράκη block’ (Εικόνα 3.3.4.8.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος τοποθετείται ανατολικά από τα τεκτονικά τεμάχη ‘Στρυμόνας – Σέρρες’ και ‘Θεσσαλονίκη – Χαλκιδική’, ενώ χαρακτηρίζεται από την παρουσία δύο Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), όπως προκύπτει από Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), οι οποίες παρουσιάζουν ιδιαίτερη πολυπλοκότητα, οδηγώντας στη διαίρεσή τους σε διακριτά τμήματα, όπως θα παρουσιαστεί παρακάτω. Επιπρόσθετα, στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος εντοπίζεται έντονη σεισμικότητα, ιστορική και πρόσφατη, η οποία σχετίζεται με την εκδήλωση ισχυρών και καταστροφικών σεισμών.



Εικόνα 3.3.4.8.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Ανατολική Μακεδονία – Θράκη, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, όσον αφορά το γεωτεκτονικό καθεστώς, η νεοτεκτονική δραστηριότητα της συγκεκριμένης περιοχής χαρακτηρίζεται από την επιρροή εκτατικών, τεκτονικών τάσεων. Ειδικότερα, η πρώτη εκτατική φάση ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνσης, έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Μειόκαινου και η δεύτερη, ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης, κατά τη διάρκεια του Πλειόκαινου – Κατώτερου Πλειστόκαινου, ενώ από το Μέσο Πλειστόκαινο έως σήμερα, το πεδίο τάσεων παρουσιάζει μία περίπου Β – Ν διεύθυνση (Mercier et al., 1987; Mountrakis et al., 2006). Ως εκ τούτου, η ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από την παρουσία σπουδαίων νεογενών – τεταρτογενών λεκανών, οι οποίες ακολουθούν τις διευθύνσεις των πιο σημαντικών ρηγμάτων της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, ενώ θεωρείται ότι οι συγκεκριμένες λεκάνες, καθώς και τα ρήγματα που τις οριοθετούν, σχετίζονται με την απόληξη του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, διατηρώντας χαρακτηριστικά τεκτονικής οριζόντιας μετατόπισης (Koukouvelas & Aydin, 2002).

Ως σημαντικότερο τεκτονικό χαρακτηριστικό του συγκεκριμένου τεκτονικού τεμάχους θεωρείται η ρηξιγενής ζώνη Καβάλα – Ξάνθη – Κομοτηνή, μήκους 120 χιλιομέτρων και Α – Δ παράταξης (Mountrakis & Tranos, 2004; Rondoyanni et al., 2004), η οποία χωρίζει την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης σε δύο διαφορετικά τμήματα (βόρειο και νότιο). Ειδικότερα, το βόρειο τμήμα που αποτελείται από κρυσταλλικά πετρώματα της μάζας της Ροδόπης και το νότιο τμήμα αποτελείται από ηωκαινικά – κάτω ολιγοκαινικά μετα-αλπικά ιζήματα, άνω ολιγοκαινικά – κάτω μειοκαινικά ηφαιστειογενή πετρώματα και νεότερα νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα (Mountrakis & Tranos, 2004; Rondoyanni et al., 2004). Με βάση τη χαρτογράφηση κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης με τη βοήθεια εικόνων Landsat, η ζώνη υποδιαιρέθηκε σε τέσσερα κύρια ρηξιγενή τμήματα, διαφορετικής γεωμετρίας και γεωλογικών χαρακτηριστικών. Πιο συγκεκριμένα, τα τμήματα αυτά είναι τα εξής (Mountrakis & Tranos, 2004):

1) Τμήμα Χρυσούπολη – Ξάνθη: χαρακτηρίζεται από ΒΑ – ΝΔ παράταξη και μήκος περίπου 35 χιλιομέτρων, διατρέχοντας τις βορειοανατολικές πλαγιές του όρους Λεκάνη, από την παράκτια περιοχή ανατολικά της πόλης της Καβάλας μέχρι την Ξάνθη. Το συγκεκριμένο τμήμα διαχωρίζει τα μάρμαρα της ενότητας Παγγαίο στο τμήμα του υποκείμενου τεμάχους του ρήγματος από τους τεκτονικά υπερκείμενους μιγματίτες και γνεύσιους της ενότητας Σιδηρόνερο, οι οποίοι καταλαμβάνουν το τμήμα του υπερκείμενου τεμάχους του ρήγματος, ενώ ταυτόχρονα καλύπτονται από τα μετα-αλπικά τριτογενή ιζήματα. Επιπρόσθετα, θα μπορούσε να χωριστεί σε δύο σχεδόν ίσου μήκους τμήματα, εξαιτίας του ποταμού Νέστου.

2) Τμήμα Ξάνθη – Ίασμος: χαρακτηρίζεται από ΔΒΔ – ΑΝΑ έως Α – Δ παράταξη και μήκος 27 χιλιομέτρων, διατρέχοντας την πόλη της Ξάνθης μέχρι τα ανατολικά του χωριού Ίασμος. Το συγκεκριμένο ρηξιγενές τμήμα χαρακτηρίζεται από περισσότερα μικρότερα τμήματα, υποπαράλληλα μεταξύ τους, τα οποία σχηματίζουν διαδοχικά ρηξιγενή πρανή. Οι ρηξιγενείς επιφάνειες χαρακτηρίζονται από απότομες γωνίες κλίσης, ενώ οι καταγεγραμμένες γραμμές ολίσθησης (από τις νεότερες προς τις παλαιότερες) κατά μήκος αυτού του τμήματος υποδεικνύουν μία πλάγια αριστερή πλευρική κανονική κίνηση, μία δεξιά πλευρική πλάγια κίνηση και μία αριστερή πλευρική οριζόντιας μετατόπισης κίνηση.

3) Τμήμα Ίασμος – Κομοτηνή: χαρακτηρίζεται από ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξη, περιλαμβάνοντας δύο παράλληλα και επικαλυπτόμενα ρηξιγενή τμήματα που παρουσιάζουν ένα συνολικό μήκος περίπου 16 χιλιομέτρων. Ειδικότερα, τα ρηξιγενή τμήματα φέρουν τις ονομασίες Πολύανθος – Μεγάλο Πιστό και Μεγάλο Πιστό – Αγίασμα, ενώ χαρακτηρίζονται από μήκος περίπου 6 και 13 χιλιόμετρα, αντίστοιχα. Ωστόσο, το ρήγμα Μεγάλο Πιστό – Αγίασμα που εντοπίζεται στα ΑΒΑ φαίνεται ότι αποτελεί τμήμα μίας παλαιότερης και μεγαλύτερης ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης κληρονομούμενης δομής, η οποία είναι παρόμοια με το βόρειο τμήμα του ρηξιγενούς τμήματος Χρυσούπολη – Ξάνθη.

4) Τμήμα Κομοτηνή – Σάπες: χαρακτηρίζεται από πολύπλοκη γεωμετρία διότι φαίνεται ότι αποτελείται από ΔΒΔ – ΑΝΑ και Α – Δ παράταξης, κανονικά ρήγματα, μήκους μικρότερο των 8 χιλιομέτρων και κλίσης ΝΝΔ έως Ν, με μεσαίες έως υψηλές γωνίες. Το συνολικό του μήκος είναι μεγαλύτερο από 30 χιλιόμετρα, ενώ θεωρείται ως μία κληρονομούμενη ρηξιγενής ζώνη, ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης, η οποία ελέγχει την απόθεση των άνω παλαιογενών έως νεογενών ιζημάτων. Η κινηματική αυτού του ρηξιγενούς τμήματος χαρακτηρίζεται από δεξιές και αριστερές πλευρικές πλάγιες κινήσεις.

Στο σημείο αυτό αξίζει να τονιστεί το γεγονός ότι ενεργότερα θεωρούνται τα τμήματα, τα οποία παρουσιάζουν Α – Δ παράταξη, λόγω του γεγονότος ότι σχετίζονται με τη μέγιστη Β – Ν έκταση, όπως ορίστηκε από την τελευταία κίνηση κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης και ως εκ τούτου, το τμήμα από την Ξάνθη μέχρι τις Σάπες αποτελεί ίσως το πιθανότερο τμήμα επανενεργοποίησης σε ολόκληρη την ζώνη (Mountrakis & Tranos, 2004).

Ανατολικότερα της ρηξιγενούς ζώνης Καβάλα – Ξάνθη – Κομοτηνή εντοπίζεται η ρηξιγενής ζώνη Μαρώνεια – Μάκρη, Α – Δ παράταξης, η οποία οριοθετεί την παραθαλάσσια περιοχή μεταξύ της Μαρώνειας προς τα δυτικά και της Αλεξανδρούπολης προς τα ανατολικά, ενώ διαιρείται σε τρία διακριτά τμήματα (Chatzipetros & Pavlides, 2004):

1) Τμήμα Μαρμαρίτσα: χαρακτηρίζεται από ΒΔ – ΝΑ παράταξη, παρουσιάζοντας μία εντυπωσιακή ρηξιγενή επιφάνεια, κλίσης (55 – 60 μοίρες) προς ΝΔ, η οποία κυριαρχεί στη μορφολογία της ακτογραμμής.

2) Τμήμα Μεσημβρία: χαρακτηρίζεται από Α – Δ παράταξη και κλίση (70 -75 μοίρες) προς Ν, ενώ μεγάλο τμήμα του θωρείται ότι είναι υποθαλάσσιο. Ειδικότερα, τοποθετείται μεταξύ του ακρωτηρίου Μαρώνεια και προς τα δυτικά και της πόλης Μάκρη προς τα ανατολικά.

3) Τμήμα Μάκρη: χαρακτηρίζεται από Α – Δ παράταξη και ξεκινά από την πόλη της Μάκρης προς τα δυτικά, ενώ η ανατολική του έκταση δεν είναι ορατή στην επιφάνεια, καθώς καλύπτεται από πλειστοκαινικά – ολοκαινικά ιζήματα της παράκτιας ζώνης. Το όριο μεταξύ των τμημάτων Μεσημβρίας και Μάκρης επικαλύπτεται, ενώ ειδικότερα το συγκεκριμένο τμήμα σχετίζεται με μικρά, κλίσης προς Ν, κανονικά ρήγματα ορατά στα ιζήματα. Με βάση γεωμορφολογικές ενδείξεις, αυτό το τμήμα του ρήγματος φαίνεται ως πιο ενεργό.

Όσον αφορά τη σεισμικότητα της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, παρά το γεγονός ότι η σεισμική δραστηριότητα είναι πολύ ισχυρή στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου, αναφέρεται κυρίως σε υποθαλάσσιους σεισμούς, ενώ μόνο ένας μικρός αριθμός σεισμικών επικέντρων υπάρχει στη συγκεκριμένη περιοχή (Rondoyanni et al., 2004). Ειδικότερα, οι πιο γνωστοί, ισχυροί σεισμοί της περιοχής είναι οι εξής (Papazachos & Papazachou, 2003):

1) Το 52 μ.Χ. χρονολογείται ο πρώτος γνωστός, ισχυρός σεισμός (M = 5.6), ο οποίος αναφέρεται στην περιοχή της Καβάλας και είχε ως αποτέλεσμα την καταστροφή των Φιλίππων.

2) Το 1784 έλαβε χώρα ο μοναδικός σεισμός, μεγέθους M = 6.3, που έπληξε την περιοχή της Κομοτηνής.

3) Το 1829 σημειώθηκε ο σεισμός, μεγέθους M = 7.3, ο οποίος είχε επίκεντρο την ευρύτερη περιοχή της Δράμας, καταστρέφοντάς την πλήρως, πλήττοντας ταυτόχρονα την ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας, προκαλώντας σημαντικές ζημιές στην Καβάλα, την Ξάνθη, την Ελευθερούπολη και την Αδριανούπολη.

4) Το 1867 πραγματοποιήθηκε ένας ισχυρός σεισμός, το επίκεντρο του οποίου ήταν η περιοχή της Δράμας, ενώ επιπλέον ζημιές και ισχυρά σεισμικά γεγονότα σημειώθηκαν από την Θεσσαλονίκη έως τα Δαρδανέλλια και την Αδριανούπολη.

3.3.5. Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος

3.3.5.1. Γενικά

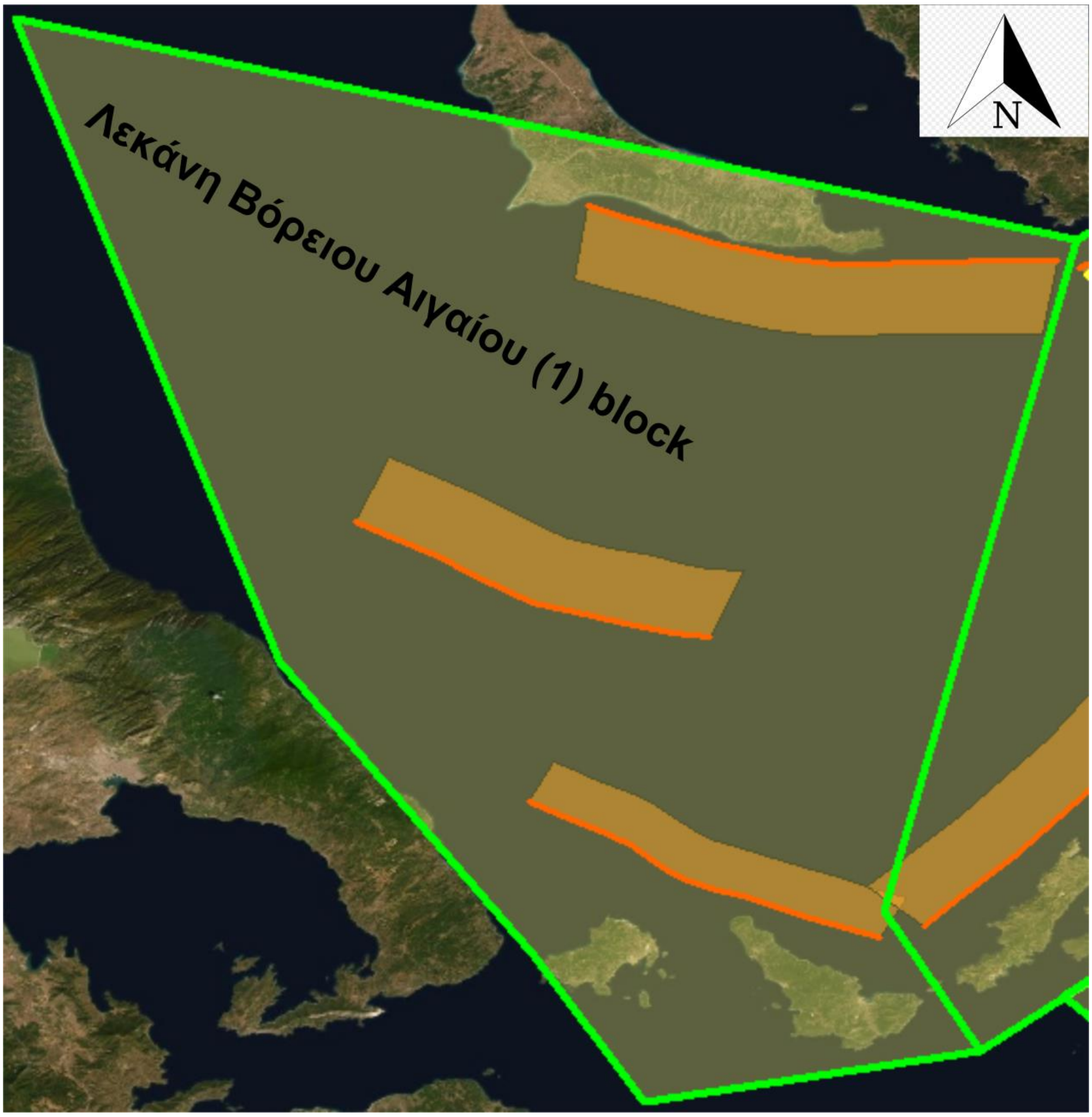
Η θάλασσα του Βόρειου Αιγαίου αποτελεί μία από τις σημαντικότερες υποθαλάσσιες περιοχές του ελληνικού χώρου και εκτείνεται στην περιοχή νότια της Κεντρικής – Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, και ανατολικά της Θεσσαλίας. Στο εσωτερικό της συγκεκριμένης περιοχής εντοπίζονται ορισμένες εξαιρετικά ενεργές τεκτονικές δομές, οι οποίες θεωρούνται από τις σημαντικότερες της Μεσογείου, και σχετίζονται με την εκδήλωση ισχυρών σεισμικών γεγονότων. Συνεπώς, η περιοχή της θάλασσας του Βόρειου Αιγαίου διαιρείται σε επτά ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) (Εικόνα 3.3.5.1.1), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS). Στη συνέχεια, ακολουθεί η αναλυτική περιγραφή της ενεργού τεκτονικής των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών.

Εικόνα 3.3.5.1.1. Τα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) της θάλασσας του Βόρειου Αιγαίου (1: Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (1) block, 2: Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (2) block, 3: Τάφρος Βόρειου Αιγαίου block, 4: Λεκάνη Κεντρικού Αιγαίου block, 5: Σκύρος block, 6: Λέσβος block, 7: Χίος block).

3.3.5.2. Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (1) block – Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (2) block

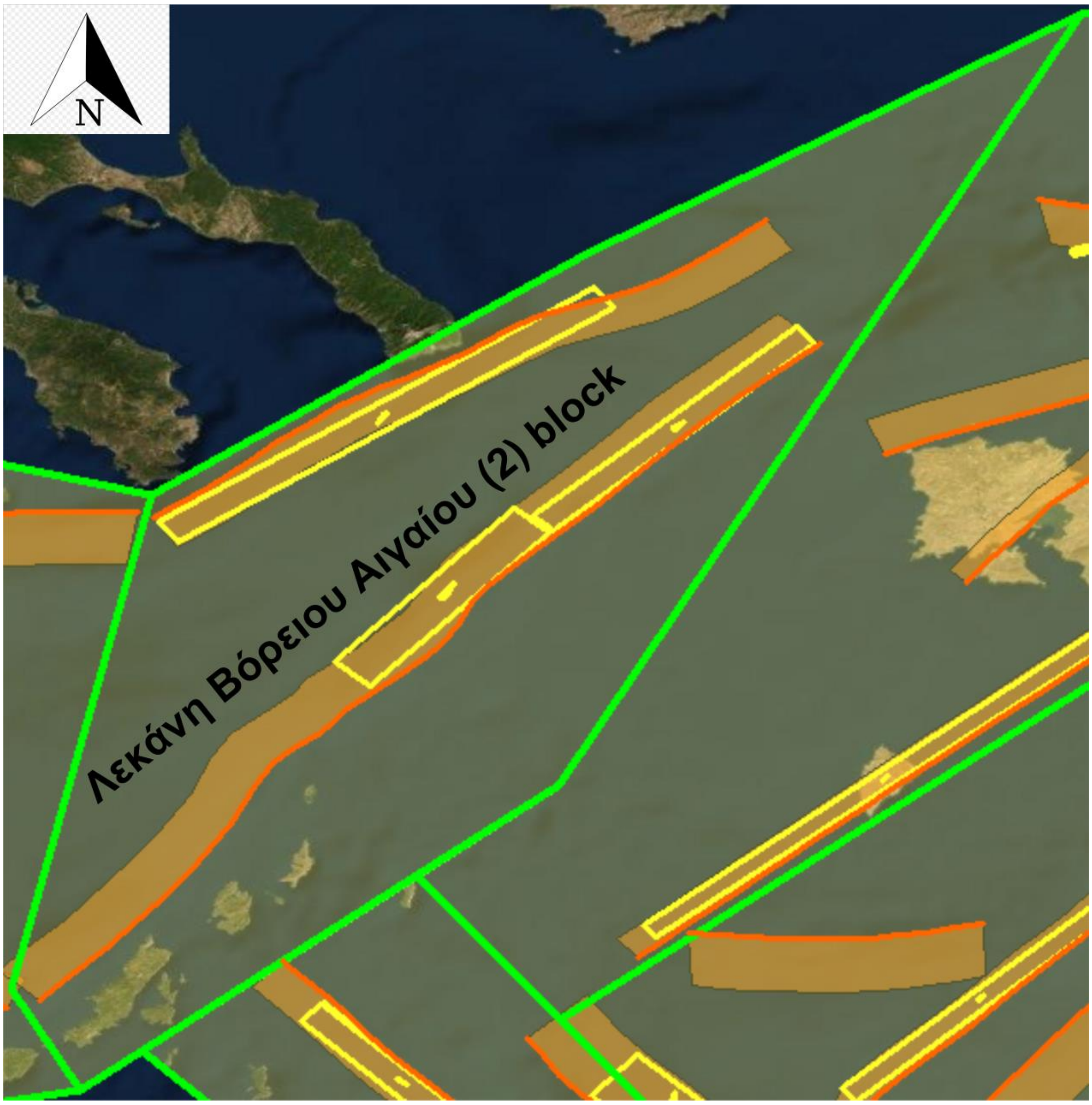
Στην υποθαλάσσια περιοχή, η οποία εκτείνεται νότια της χερσονήσου της Χαλκιδικής, βόρεια των νησιών των Σποράδων και ανατολικά της Θεσσαλίας, εντοπίζεται η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου (North Aegean Basin – NAB), η οποία διαιρείται σε δύο ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks), τα οποία φέρουν την ονομασία ‘Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (1) block’ και ‘Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (2) block’, αντίστοιχα (Εικόνες 3.3.5.2.1 και 3.3.5.2.2). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), στα συγκεκριμένα τεκτονικά τεμάχη έχουν προσδιοριστεί τρία και δύο Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), αντίστοιχα. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονιστεί το γεγονός ότι θεωρήθηκε απαραίτητος ο διαχωρισμός της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου (NAB) σε δύο ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη, λόγω του γεγονότος ότι τα γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά της NAB διαφοροποιούνται από περιοχή σε περιοχή.

Όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς της συγκεκριμένης περιοχής, στη θάλασσα του Βόρειου Αιγαίου εντοπίζονται δύο κυρίαρχες αλληλένδετες τεκτονικές δομές, οι οποίες εκφράζουν τη δυτική προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Sboras et al., 2017). Οι δομές αυτές είναι η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου (NAB) και η τάφρος του Βόρειου Αιγαίου (NAT). Η NAB τοποθετείται, όπως έχει ήδη αναφερθεί, μεταξύ της χερσονήσου της Χαλκιδικής, Θεσσαλίας και Σποράδων, διαμορφώνοντας μία τριγωνικού σχήματος λεκάνη, η οποία διαδέχεται τη NAT. Το βασικό χαρακτηριστικό της NAB είναι η μετάβαση του τεκτονικού καθεστώτος από το καθαρά οριζόντιας σε εκτατικό στο δυτικό τμήμα (Koukouvelas & Aydin, 2002; Mann, 1997; Papanikolaou et al., 2006; Pavlides et al., 1990; Pavlides & Caputo, 1994; Sakellariou et al., 2016; Taymaz et al., 1991), με αποτέλεσμα τη προοδευτική διεύρυνση και βάθυνση της NAB προς τα δυτικά (Papanikolaou et al., 2002; Sakellariou et al., 2016).



Εικόνα 3.3.5.2.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (1), στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Οι ρηξιγενείς δομές της NAB είναι πολυάριθμες, μεγάλης γωνίας και κυρτές, κόβοντας οριζόντια το υλικό πλήρωσης της λεκάνης (Papanikolaou et al., 2006; Sakellariou et al., 2016), διαχωρίζοντάς το σε υπερκείμενο κα υποκείμενο τεκτονικό τέμαχος και σχηματίζοντας μία καλά αναπτυσσόμενη, δομή αλογοουράς στη δυτική απόληξη της λεκάνης (Sakellariou et al., 2016). Επιπλέον, οι σχεδόν καθαρά, πλάγιο-δεξιές, οριζόντιας μετατόπισης προς τα ανατολικά ρηξιγενείς δομές της NAB μεταβάλλονται σε σχεδόν καθαρά εκτατικές προς τα δυτικά (Papanikolaou et al., 2006). Μία εναλλακτική ερμηνεία (Sakellariou et al., 2016) υποστηρίζει ότι αντί για διεφελκυστική παραμόρφωση, η NAB υφίσταται μάλλον δισυμπιεστική παραμόρφωση και διάτμηση κατά μήκος των ρηγμάτων που βρίσκονται μέσα στη λεκάνη. Παρόλα αυτά, ο συνδυασμός αυτών των πολύπλοκων τεκτονικών διαδικασιών παράγει μία σημαντική θραύση, σχηματίζοντας ένα μεγάλο αριθμό ενεργών ρηγμάτων (Sboras et al., 2017).



Εικόνα 3.3.5.2.2. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (2), στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Ειδικότερα σε σχέση με τις ρηξιγενείς δομές, κατά μήκος της παράταξής της, η NAB οριοθετείται από δύο κύριες ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες χαρακτηρίζονται κυρίως από κινηματική πλάγιας ολίσθησης και τοποθετούνται στο τεκτονικό τέμαχος ‘Λεκάνη

Βόρειου Αιγαίου (2)', ενώ ταυτόχρονα εντοπίζονται μικρού μεγέθους ρηξιγενείς δομές, εντός της παρεμβαλλόμενης περιοχής (Sboras et al., 2017). Πιο συγκεκριμένα, νότια της Χαλκιδικής εντοπίζεται μία υποθαλάσσια ρηξιγενής ζώνη, η οποία αντιπροσωπεύει το βόριο όριο της ΝΑΒ και διατρέχει την περιοχή νότια των χερσονήσων Σιθωνίας και Άθως, σχηματίζοντας ένα ΒΑ – ΝΔ παράταξης, απότομο υποθαλάσσιο πρανές για ένα συνολικό μήκος περίπου 90 χιλιομέτρων με βάση τις βαθυμετρικές έρευνες (Maley & Johnson, 1971; Papanikolaou et al., 2002) και τα σεισμικά προφίλ (Ferentinos et al., 1981; Papanikolaou et al., 2006; Roussos & Lyssimachou, 1991). Στο νότιο όριο της ΝΑΒ εντοπίζεται η δεύτερη κύρια ρηξιγενής ζώνη, μία από τις μεγαλύτερου μήκους ρηξιγενείς δομές της περιοχής, ΒΑ – ΝΔ παράταξης και ΒΔ κλίσης, η οποία διατρέχει την περιοχή βόρεια της Λήμνου μέχρι τις Σποράδες (Sboras et al., 2017). Η ρηξιγενής ζώνη είναι μορφολογικά καλά αποτυπωμένη, καθώς σχηματίζει ένα βαθύ και απότομης ΒΔ κλίσης πρανές, το οποίο φαίνεται καθαρά στους βαθυμετρικούς χάρτες (Maley & Johnson, 1971; Papanikolaou et al., 2002), με τη συνολική μετάπτωση του πυθμένα να υπολογίζεται περίπου στα 1300 μέτρα. Η ρηξιγενής ζώνη φαίνεται επίσης καθαρά στα προφίλ σεισμικής ανάκλασης, υποδεικνύοντας σημαντικές συνολικές μεταπτώσεις και ιδιαίτερα την παραμόρφωση των ιζημάτων του πυθμένα (Brooks & Ferentinos, 1980; Ferentinos et al., 1981; Mascle & Martin, 1990; Papanikolaou et al., 2006; Roussos & Lyssimachou, 1991; Sakellariou et al., 2016). Στο δυτικότερο τμήμα της ΝΑΒ έχει πραγματοποιηθεί η μετάβαση του τεκτονικού από οριζόντιας μετατόπισης σε εκτατικό, γεγονός το οποίο αποτυπώνεται στις τεκτονικές δομές. Ειδικότερα, στην περιοχή αυτή εντοπίζονται κυρίως ΒΔ – ΝΑ παράταξης, κανονικά ρήγματα, τα οποία κλίνουν είτε προς ΝΔ είτε προς ΒΑ, επιβεβαιώνοντας τη συνέχιση της λεκάνης μέχρι τη συγκεκριμένη περιοχή. Με βάση τις βαθυμετρικές έρευνες (Papanikolaou et al., 2006; Sakellariou et al., 2016), τα ρήγματα του δυτικού τμήματος της ΝΑΒ εντοπίζονται σε μεγαλύτερα βάθη συγκριτικά με τα αντίστοιχα του ανατολικού τμήματος. Στο σημείο αυτό πρέπει να σημειωθεί το γεγονός ότι το δυτικό τμήμα της ΝΑΒ, καθώς και οι συμπεριλαμβανόμενες ρηξιγενείς ζώνες, ανήκουν στο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία 'Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (1)'.

Σχετικά με τη σεισμικότητα της ΝΑΒ, μία σειρά ισχυρών σεισμικών γεγονότων έχει καταγραφεί στην περιοχή που περιλαμβάνεται στο τεκτονικό τέμαχος 'Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (2)'. Πιο συγκεκριμένα, στο βόρειο περιθώριο της ΝΑΒ εντοπίζεται ένα σεισμικό ρήγμα, το οποίο σχετίζεται με το σεισμικό γεγονός της 8ης Νοεμβρίου

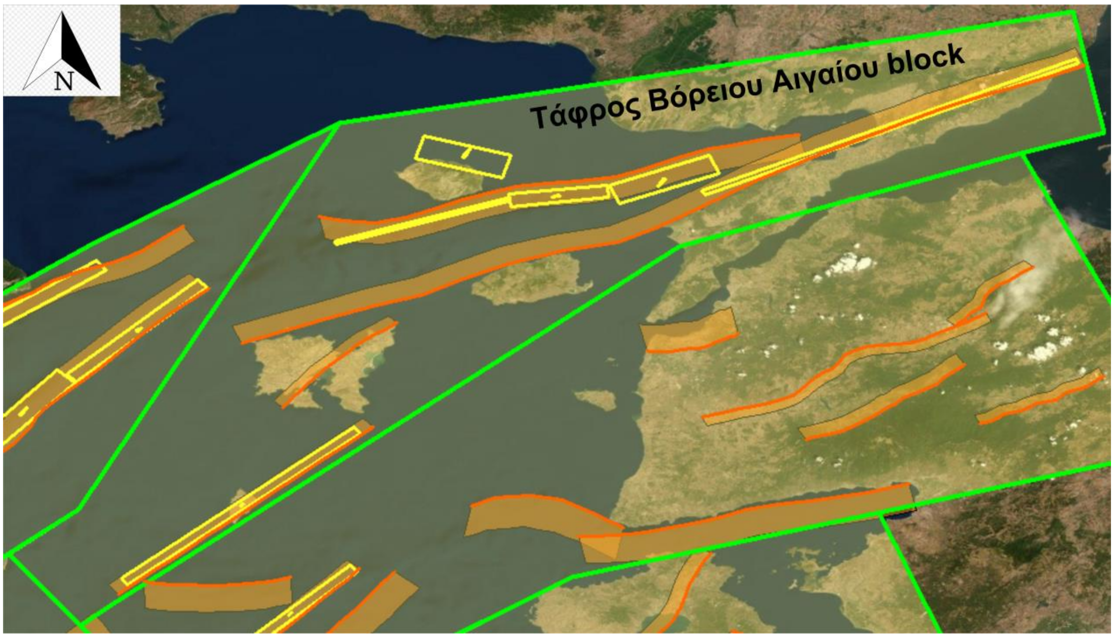
1905, μεγέθους M_s = 7.3 (Ambraseys, 2001). Το συγκεκριμένο ρήγμα χαρακτηρίζεται από ΒΑ – ΝΔ παράταξη, ΝΑ κλίση και μήκος 54 χιλιομέτρων (Sboras et al., 2017). Στο νότιο περιθώριο της NAB εντοπίζονται δύο σεισμικά ρήγματα, τα οποία σχετίζονται με τα σεισμικά γεγονότα της 18ης Ιανουαρίου 1982 και της 6ης Αυγούστου 1983, αντίστοιχα. Ειδικότερα, το πρώτο σεισμικό γεγονός, μεγέθους M_w = 6.6 (Dziewonski et al., 1983), σχετίζεται με ένα σεισμικό ρήγμα μήκους 33 χιλιομέτρων, όπως συνάγεται από τη χωρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας (Taymaz et al., 1991) και το μέγεθος του κύριου σεισμού. Το δεύτερο σεισμικό γεγονός, μεγέθους M_s = 6.8 (Kiratzi, 1991), σχετίζεται με ένα σεισμικό ρήγμα μήκους 44 χιλιομέτρων, με βάση τη χωρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας (Rocca et al., 1985; Taymaz et al., 1991) και το μέγεθος του κύριου γεγονότος, αντίστοιχα. Για τους δύο προαναφερόμενους ισχυρούς σεισμούς έχουν προταθεί διάφοροι μηχανισμοί γένεσης (Dziewonski et al., 1984; Ekstrom et al., 1987; Ekstrom & England, 1989; Jackson et al., 1992; Kiratzi et al., 1991; Papazachos et al., 1984; Rocca et al., 1985; Taymaz et al., 1991; Vannucci & Gasperini, 2003, 2004), εκ των οποίων όλοι υποδεικνύουν πολύ απότομες, ΒΔ κλίσης επιφάνειες ρήγματος και μία σχεδόν καθαρή δεξιά-πλευρική, οριζόντιας μετατόπισης κινηματική. Επιπρόσθετα, υπάρχει μία σειρά παλαιότερων σεισμικών γεγονότων (Ambraseys, 2015; Papazachos & Papazachou, 2003): 1 Ιουνίου 1366, 12 Νοεμβρίου 1456, 1471, 12 Αυγούστου 1564, 12 Απριλίου 1572, 28 Ιουνίου 1585, 5 Δεκεμβρίου 1776, 3 Φεβρουαρίου 1779 και 4 Ιουνίου 1947. Οι συγκεκριμένοι σεισμοί τοποθετούνται στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της NAB, χωρίς ωστόσο να είναι γνωστή η ακριβής θέση τους (Sboras et al., 2017), ενώ σημειώνεται ότι για το δυτικό της τμήμα, όπου βρίσκεται το τεκτονικό τέμαχος 'Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου (1)' δεν αναφέρεται κάποιο σεισμικό γεγονός.

3.3.5.3. Τάφρος Βόρειου Αιγαίου block

Στο ανατολικό – βορειοανατολικό τμήμα της θάλασσας του Βόρειου Αιγαίου εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία 'Τάφρος Βόρειου Αιγαίου block' (Εικόνα 3.3.5.3.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος περιλαμβάνει τέσσερα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), μερικά εκ των οποίων αποτελούν ορισμένες από τις πιο ενεργές δομές του ελληνικού χώρου. Το κύριο τεκτονικό στοιχείο της περιοχής, βάση του οποίου σχηματίστηκαν οι ρηξιγενείς δομές είναι η τάφρος του

Βόρειου Αιγαίου, ενώ αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμικότητα.

Ένα εξίσου σημαντικό τεκτονικό χαρακτηριστικό με τη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου, το οποίο αναπτύσσεται στα ανατολικά της, αποτελεί η τάφρος του Βόρειου Αιγαίου (NAT). Η NAT χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη μίας αρνητικής δομής λουλουδιού, η οποία επηρεάζει το θαλάσσιο πυθμένα μεταξύ της χερσονήσου Γκελίμπολου (κόλπος του Ξηρού), της Λήμνου και της Ίμβρου στα νότια και της Σαμοθράκης στα βόρεια (Çağatay et al., 1998; Koukouvelas & Aydin, 2002; Kurt et al., 2000; McNeill et al., 2004; Sboras et al., 2017; Ustaömer et al., 2008; Yaltirak et al., 1998; Yaltirak & Alpar, 2002). Επιπρόσθετα, αυτή η ρηξιγενής ζώνη συνεχίζει στην ξηρά, διατρέχοντας τη χερσόνησο Γκελίμπολου και καταλήγοντας στο δυτικό τμήμα της θάλασσας του Μαρμαρά (Aksoy et al., 2010; Altunel et al., 2004; Ambraseys & Finkel, 1987; Armijo et al., 1999; Kaya et al., 2004; Tüysüz et al., 1998). Ουσιαστικά, η NAT αποτελεί μία διεφελκυστική ρηξιγενή ζώνη, αποτελούμενη από δύο αντιθετικές και σχεδόν παράλληλες ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες προοδευτικά συγκλίνουν προς τα ανατολικά, όπου πιθανότατα συγχωνεύονται σε μία δομή κοντά στην είσοδο του κόλπου του Ξηρού (Çağatay et al., 1998; Coskun, 2000; Kurt et al., 2000; Yaltirak et al., 1998; Yaltirak & Alpar, 2002).



Εικόνα 3.3.5.3.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Τάφρος Βόρειου Αιγαίου, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Ειδικότερα, όσον αφορά τις ρηξιγενείς δομές, ο νότιος κλάδος της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου αποτελεί πιθανότατα τη μεγαλύτερη ενεργή δομή της θάλασσας του Αιγαίου (Sboras et al., 2017). Πιο συγκεκριμένα, χαρακτηρίζεται από ΑΒΑ – ΔΝΔ προσανατολισμό και ΒΒΔ κλίση, διατρέχοντας το βόρειο τμήμα των νησιών Λήμνος και Ίμβρος, ενώ ελέγχει τον κόλπο του Ξηρού και διασχίζει τη χερσόνησο της Καλλίπολης (Altunel et al., 2004; c, 2002; Ambraseys & Finkel, 1987; Armijo et al., 1999; Chatzipetros et al., 2013; Janssen et al., 2009; Kaya et al., 2004; Kiratzi, 1991; Koral et al., 2009; Koukouvelas & Aydin, 2002; Lyberis, 1984; McNeill et al., 2004; Mercier et al., 1989; Papadimitriou & Sykes, 2001; Rockwell et al., 2001; Saatçilar et al., 1999; Stanley & Perissoratis, 1977; Tüysüz et al., 1998; Yaltirak et al., 1998; Yaltirak & Alpar, 2002). Η συγκεκριμένη δομή αποτελεί, ουσιαστικά, τη συνέχεια του ρήγματος της Ανατολίας, παρουσιάζοντας μία σχετικά περιορισμένη γεωμετρία, όπως προκύπτει από τα προφίλ σεισμικής ανάκλασης, τις μικροσεισμικές κατανομές, τα βαθυμετρικά δεδομένα και τους μηχανισμούς γένεσης των μεσαίων και ισχυρών σεισμών (Çağatay et al., 1998; Coskun, 2000; Karabulut et al., 2006; Kiratzi et al., 1991; Kurt et al., 2000; Maley & Johnson, 1971; Mascle & Martin, 1990; McNeill et al., 2004; Papazachos et al., 1991; Saatçilar et al., 1999; Taymaz et al., 1991; Ustaömer et al., 2008). Οι μηχανισμοί γένεσης παρουσιάζουν μία επικρατούσα κίνηση οριζόντιας μετατόπισης, έχοντας μία κατά κλίση συνιστώσα ολίσθησης, ενώ η κατανομή της μικροσεισμικότητας υποδεικνύει μία απότομη ρηξιγενή επιφάνεια. Το συνολικό μήκος ολόκληρης της ρηξιγενούς ζώνης πιθανότατα ξεπερνά τα 200 χιλιόμετρα (Sboras et al., 2017). Επιπρόσθετα, στην περιοχή εντοπίζεται ο βόρειος κλάδος της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου, ο οποίος αφενός είναι μηχανικά συσχετιζόμενος με το νότιο κλάδο και αφετέρου διατρέχει υποπαράλληλα και είναι αντιθετικός με αυτόν. Αυτές οι δύο ρηξιγενείς ζώνες συγκλίνουν προοδευτικά προς τα ανατολικά, όπου πιθανότατα συγχωνεύονται σε μία δομή λουλουδιού στη είσοδο του κόλπου του Ξηρού (Çağatay et al., 1998; Coskun, 2000; Kurt et al., 2000; McNeill et al., 2004; Yaltirak et al., 1998; Yaltirak & Alpar, 2002). Το συνολικό μήκος του βόρειου κλάδου είναι πιθανότατα μεγαλύτερο των 120 χιλιομέτρων, παρουσιάζοντας πλάγιας έως οριζόντιας ολίσθησης κινηματική, βάση των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης των μεσαίων και μεγάλων σεισμών.

Όσον αφορά τη σεισμικότητα της συγκεκριμένης περιοχής, εντοπίζονται δύο σεισμικά ρήγματα βόρεια της χερσονήσου της Καλλίπολης και ανατολικά της

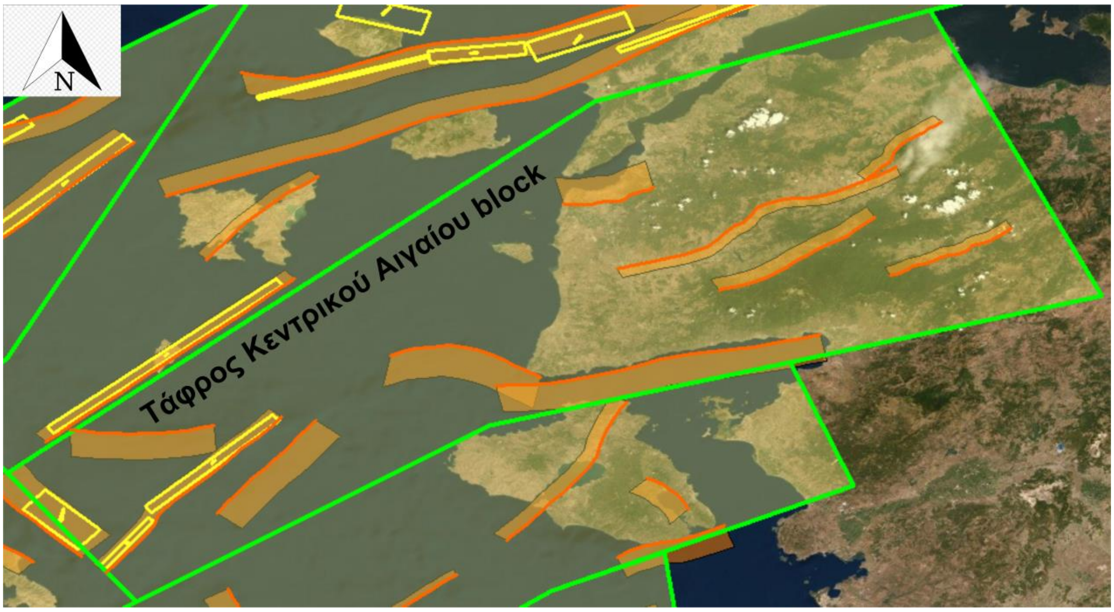
Σαμοθράκης, τα οποία σχετίζονται με πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα. Το πρώτο σεισμικό ρήγμα χαρακτηρίζεται από μήκος 26 χιλιομέτρων και συνδέεται με ένα σεισμό μεγέθους $M_w = 6.6$, ο οποίος έλαβε χώρα στις 27 Μαρτίου 1975, ενώ το δεύτερο σεισμικό ρήγμα παρουσιάζει μήκος 24 χιλιομέτρων και σχετίζεται με ένα σεισμικό γεγονός μεγέθους $M_w = 5.7$, το οποίο συνέβη στις 6 Ιουλίου 2003 (Jackson et al., 1992; Karabulut et al., 2006; Kiratzi et al., 1985; Papazachos et al., 1991; Papazachos & Papazachou, 2003; Taymaz et al., 1991; Vannucci & Gasperini, 2003, 2004). Με βάση τους μηχανισμούς γένεσης, το πρώτο σεισμικό ρήγμα χαρακτηρίζεται ως κανονικό, δεξιόστροφο, πλάγιας ολίσθησης και ΝΑ κλίσης (Jackson et al., 1992; Kiratzi et al., 1985; Papazachos et al., 1991; Taymaz et al., 1991), ενώ κατά αντιστοιχία το δεύτερο χαρακτηρίζεται ως οριζόντιας μετατόπισης, δεξιόστροφο και απότομης ΝΑ κλίσης (Karabulut et al., 2006). Επιπρόσθετα, στην περιοχή υπάρχουν καταγεγραμμένοι δύο ιστορικοί σεισμοί (Papazachos & Papazachou, 2003) και ειδικότερα ο πρώτος έλαβε χώρα στις 23 Ιουλίου 1719 ($M_e = 6.7$), ενώ ο δεύτερος ($M_e = 6.2$) πραγματοποιήθηκε στις 6 Αυγούστου 1860.

Ιδιαίτερη αναφορά, σε σχέση με τη σεισμικότητα, θεωρείται απαραίτητο να γίνει στο σεισμικό γεγονός της 24ης Μαΐου 2014 ($M_w = 6.9$), το οποίο συνδέεται με ένα σεισμικό ρήγμα που τοποθετείται στο δυτικό τμήμα του βόρειου κλάδου της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου (Sboras et al., 2017). Το συγκεκριμένο σεισμικό ρήγμα εμφανίζεται στην ξηρά και πιο συγκεκριμένα στη νοτιοανατολική ακτή της Σαμοθράκης, η οποία έχει υποστεί ανύψωση που οδήγησε στη δημιουργία τριγωνικών επιφανειών (Pavlides et al., 2005).

3.3.5.4. Τάφρος Κεντρικού Αιγαίου block

Η περιοχή, στην οποία συμπεριλαμβάνεται το κεντρικό τμήμα της θάλασσας του Αιγαίου, αποτελεί το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος που φέρει την ονομασία ‘Τάφρος Κεντρικού Αιγαίου block’ (Εικόνα 3.3.5.4.1). Το συγκεκριμένο ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία δέκα Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), εκ των οποίων τα έξι τοποθετούνται στην περιοχή της Τουρκίας και πιο συγκεκριμένα εντός της χερσονήσου Biga. Παρόλα αυτά, στο παρόν υποκεφάλαιο, η έμφαση θα δοθεί στα υποθαλάσσια ρήγματα του Κεντρικού Αιγαίου. Σημειώνεται το γεγονός ότι στην περιοχή αυτή υπάρχει έντονη σεισμικότητα, η οποία έχει εκφραστεί με ισχυρά σεισμικά γεγονότα.

Νότια της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου (NAB) και της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου (NAT) έχει σχηματιστεί μία παρόμοια αλλά μικρότερης κλίμακας τεκτονική δομή, η οποία αποτελεί τη τάφρο του Κεντρικού Αιγαίου (CAT) (Sboras et al., 2017). Η CAT θεωρείται ως ένας νότιος κλάδος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Barka & Kadinsky-Cade, 1988; Barka & Reilinger, 1997; Herece, 1990; Şengör, 1979), ο οποίος διαχωρίζει ουσιαστικά τη χερσόνησο Biga (βόρεια) από τον κόλπο Edremit (νότια) και εισέρχεται στη θάλασσα του Κεντρικού Αιγαίου (Boztepe-Güney et al., 2001; Işler et al., 2008; Mascle & Martin, 1990; Sboras et al., 2017; Yaltirak et al., 2012), καταλήγοντας στη λεκάνη της Σκύρου (Mascle & Martin, 1990; Papanikolaou et al., 2002). Η μορφή της λεκάνης της Σκύρου παρουσιάζει σημαντικές ομοιότητες με την αντίστοιχη της NAB, ενώ η οριοθέτησή της πραγματοποιείται από κανονικά ρήγματα (Papanikolaou et al., 2002). Ειδικότερα, η πρόσφατη υποθαλάσσια μελέτη της λεκάνης της Σκύρου (Papanikolaou et al., 2019) υπέδειξε την παρουσία 19 διαφορετικών ενεργών ρηγμάτων.



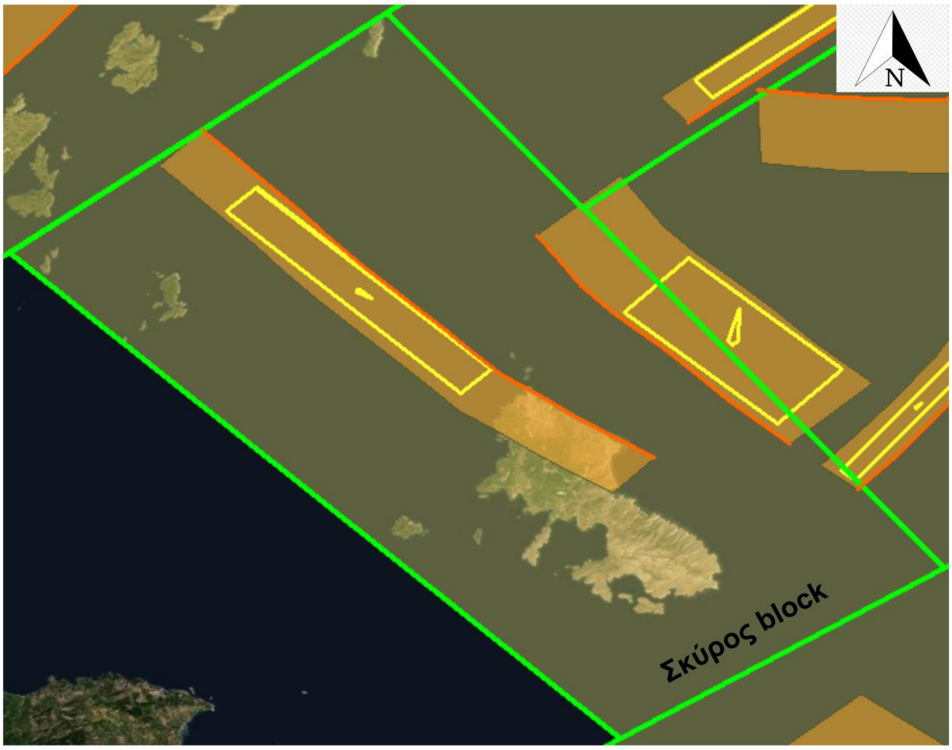
Εικόνα 3.3.5.4.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Τάφρος Κεντρικού Αιγαίου, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά τις βασικότερες ρηξιγενείς δομές της περιοχής, μία ΒΑ – ΝΔ παράταξης, οριζόντιας μετατόπισης, δεξιά πλευρική, ρηξιγενής δομή διατρέχει το νησί της Λήμνου, η οποία αποτελείται από μικρότερα τμήματα, μερικά εκ των οποίων ελέγχουν την ακτογραμμή του βορειοανατολικού τμήματος του νησιού, ενώ με βάση τα γεωμετρικά και κινηματικά της χαρακτηριστικά φαίνεται ότι υπάρχει σύνδεση στο βόρειο τμήμα της με το νότιο κλάδο της ΝΑΤ (Sboras et al., 2017). Επιπρόσθετα, η Λήμνος χαρακτηρίζεται από την παρουσία μικρότερων ενεργών ρηγμάτων (Chatzipetros et al., 2013; Koukouvelas & Aydin, 2002; Pavlides et al., 1990) και πιο συγκεκριμένα στο βόρειο τμήμα της εντοπίζονται ΝΔ – ΒΑ έως ΔΝΔ – ΑΒΑ παράταξης, δεξιόστροφης συνιστώσας, οριζόντιας ολίσθησης ρήγματα (Chatzipetros et al., 2013; Koukouvelas & Aydin, 2002). Αντιθέτως, στο νότιο τμήμα της εμφανίζονται ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης, κανονικής ολίσθησης ρήγματα (Chatzipetros et al., 2013; Koukouvelas & Aydin, 2002), ενώ αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στο δυτικό τμήμα της, τα ρήγματα παρουσιάζουν ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξη και πλάγια ολίσθηση (Chatzipetros et al., 2013; Koukouvelas & Aydin, 2002; Pavlides et al., 1990). Νοτιοδυτικά της Λήμνου, εντοπίζεται το νησί του Άγιου Ευστράτιου, το οποίο διατρέχεται από μία ΒΑ – ΝΔ παράταξης, οριζόντιας ολίσθησης τεκτονική δομή (Pavlides & Tranos, 1991; Pavlides et al., 1990), παρουσιάζοντας μία κίνηση οριζόντιας μετατόπισης, βάση των μηχανισμών γένεσης του σεισμικού γεγονότος του 1968 (Kiratzi et al., 1991; McKenzie, 1972; Taymaz et al., 1991; Vannucci & Gasperini, 2003, 2004), παρά το γεγονός ότι είναι παράλληλη στο νότιο κλάδο της ΝΑΒ. Επιπρόσθετα, η υπαίθρια χαρτογράφηση υποδεικνύει ένα αρκετά μεγάλης, ΒΔ κλίσης ρήγμα, με σημαντική πλάγια δεξιά κίνηση (Pavlides & Tranos, 1991).

Σχετικά με τα σεισμικά γεγονότα της περιοχής, στο εσωτερικό της CAT εντοπίζονται τρεις πρόσφατοι ισχυροί σεισμοί, οι οποίοι είναι οι εξής (Ekstrom & England, 1989; Jackson et al., 1982; Kiratzi et al., 1985; Kiratzi & Louvari, 2003; Papazachos et al., 1984, 1991; Taymaz et al., 1991): i) της 4^{ης} Μαρτίου 1967, μεγέθους $M_w = 6.2$, ii) της 19^{ης} Δεκεμβρίου 1981, μεγέθους $M_w = 6.8$ και iii) της 27^{ης} Δεκεμβρίου 1981, μεγέθους $M_w = 6.3$. Το πρώτο σεισμικό γεγονός συνδέεται με ένα κανονικό, ΒΔ – ΝΑ παράταξης, ρήγμα στο δυτικό πρανές της λεκάνης, ενώ οι άλλοι δύο σεισμοί συνδέονται με δύο κανονικά, ΒΑ – ΝΔ παράταξης, ρήγματα στο νότιο πρανές της λεκάνης. Επιπλέον, όσον αφορά την ιστορική σεισμικότητα, ένας ισχυρός σεισμός (Μ = 7.0) φέρεται να έλαβε χώρα το 197 π.Χ. (Papazachos & Papazachou, 2003) στην περιοχή βορειοανατολικά της Λήμνου.

3.3.5.5. Σκύρος block

Στο δυτικό τμήμα της θάλασσας του Αιγαίου, νότια των Βόρειων Σποράδων και δυτικά της τάφρου του Κεντρικού Αιγαίου (CAT), εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία 'Σκύρος' (Εικόνα 3.3.5.5.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), στο συγκεκριμένο τέμαχος περιλαμβάνονται δύο Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs). Στο σημείο αυτό θεωρείται απαραίτητο να τονιστεί το γεγονός ότι το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος θα μπορούσε να αποτελεί τμήμα του τεκτονικού τεμάχους 'Τάφρος Κεντρικού Αιγαίου', καθώς το γεωτεκτονικό καθεστώς είναι κοινό. Παρόλα αυτά, θεωρήθηκε απαραίτητο να οριστεί ένα διαφορετικό ανεξάρτητο τέμαχος, δυτικά της τάφρου του Κεντρικού Αιγαίου, τόσο λόγω του γεγονότος ότι τα γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά των ρηξιγενών δομών της συγκεκριμένης περιοχής είναι διαφορετικά από τα αντίστοιχα των ρηξιγενών δομών της τάφρου του Κεντρικού Αιγαίου, αλλά κυρίως λόγω του πρόσφατου ισχυρού σεισμού της Σκύρου, η εκδήλωση του οποίου διαφέρει από τα άλλα σεισμικά γεγονότα που έχουν εκδηλωθεί στην περιοχή.



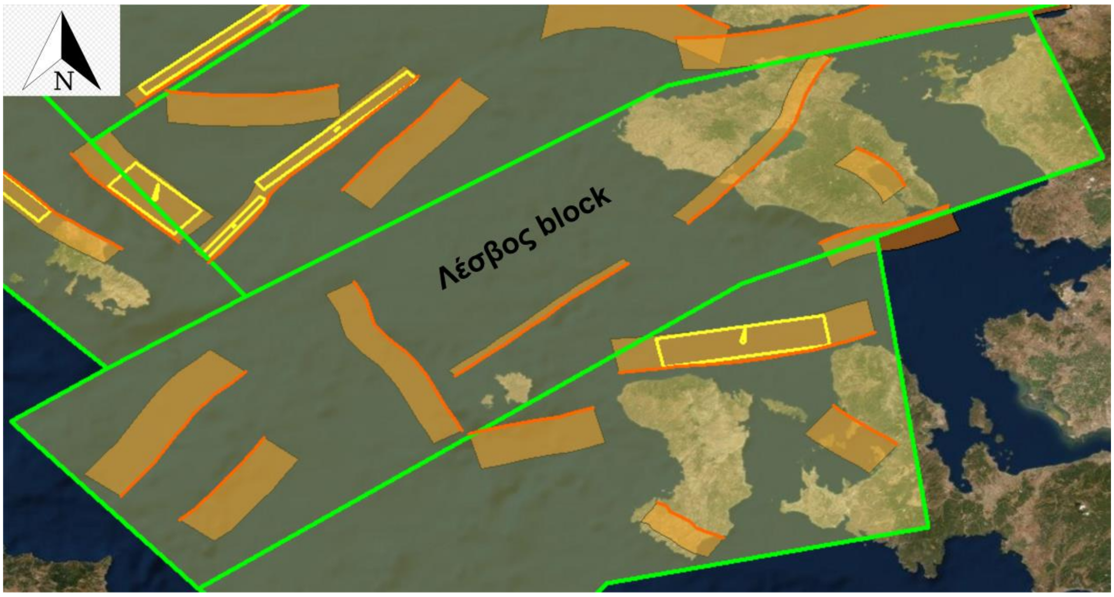
Εικόνα 3.3.5.5.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Σκύρος, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά το γεωτεκτονικό καθεστώς της συγκεκριμένης περιοχής, θεωρείται ίδιο με το αντίστοιχο της τάφρου του Κεντρικού Αιγαίου, το οποίο αναλύθηκε εκτενώς σε προηγούμενο υποκεφάλαιο, ενώ όσον αφορά τις ρηξιγενείς δομές, σε αντίθεση με τις επικρατούσες ΒΑ – ΝΔ παράταξης δομές της ευρύτερης περιοχής, στο τεκτονικό τέμαχος ‘Σκύρος’ εντοπίζονται ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρήγματα, στα οποία ανήκει και το σεισμικό ρήγμα.

Ειδικότερα, στις 26 Ιουλίου 2001 έλαβε χώρα ένας ισχυρός σεισμός στην υποθαλάσσια περιοχή, βορειοδυτικά του νησιού της Σκύρου, μεγέθους $M_w = 6.5$ (Benetatos et al., 2002; Hollenstein et al., 2008; Karakostas et al., 2003; Papadopoulos et al., 2002; Roumelioti et al., 2003), ακολουθώντας μία εκδήλωση πολυάριθμων μετασεισμικών γεγονότων, εκ των οποίων το μεγαλύτερο χαρακτηρίζεται από μέγεθος $M_s = 5.4$ (Drakatos et al., 2003). Με βάση τους μηχανισμούς γένεσης, το συγκεκριμένο γεγονός συνδέεται με ένα ΒΔ – ΝΑ παράταξης, αριστερό-πλευρικό, αριστερόστροφο, οριζόντιας μετατόπισης σεισμικό ρήγμα (Benetatos et al., 2002; Hollenstein et al., 2008; Karakostas et al., 2003; Roumelioti et al., 2003). Το συγκεκριμένο σεισμικό ρήγμα, το οποίο σχηματίστηκε στις αρχές του Τεταρτογενούς (Karakostas et al., 2003), είναι προσανατολισμένο κατακόρυφα στα κυρίαρχα δεξιόστροφα, οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα του Βόρειου Αιγαίου, υποδεικνύοντας το όριο μεταξύ τους και των κανονικών ρηγμάτων της ηπειρωτικής Ελλάδας (Hollenstein et al., 2008) και εμποδίζοντας ταυτόχρονα τη σύνδεσή τους με τα υποθαλάσσια ρήγμα της περιοχής της Εύβοιας (Karakostas et al., 2003).

3.3.5.6. Λέσβος block

Στο ανατολικό τμήμα της θάλασσας του Αιγαίου, νότια της τάφρου του Κεντρικού Αιγαίου και ανατολικά της Εύβοιας ορίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Λέσβος block’ (Εικόνα 3.3.4.7.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), αυτό το τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία επτά Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), ενώ ορισμένα από αυτά συνδέονται με την εκδήλωση σεισμικών γεγονότων. Στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος, παρά το γεγονός ότι ανήκει ένα υποθαλάσσιο τμήμα και ορισμένα μικρά νησιά, κυριαρχεί η παρουσία της Λέσβου, ένα εκ των μεγαλύτερων νησιών του ελληνικού χώρου, και κατ’ επέκταση η ενεργός που παρουσιάζει. Ως εκ τούτου, στο συγκεκριμένο υποκεφάλαιο παρουσιάζεται, σχεδόν αποκλειστικά, η ενεργός τεκτονική της Λέσβου.



Εικόνα 3.3.5.6.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Λέσβος, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, όσον αφορά τη νεοτεκτονική εξέλιξη της περιοχής, η Λέσβος σχετίζεται με την ευρύτερη εξέλιξη του Αιγαίου, παρουσιάζοντας μία συνεχή παραμόρφωση από το Ολιγόκαινο, ενώ ταυτόχρονα εντοπίζονται τοπογραφικά μέγιστα και ελάχιστα ΒΑ – ΝΔ ή ΒΔ – ΝΑ παράταξης, τα οποία ταιριάζουν με το εκτατικό πεδίο τάσεων που κυριαρχεί (Soulakellis et al., 2006). Ειδικότερα, στην περιοχή εντοπίζονται τρία διαδοχικά νεοτεκτονικά στάδια από το Μειόκαινο (Soulakellis et al., 2006): i) το παλαιότερο (Άνω Μειόκαινο) σχετίζεται με τη σύγχρονη ηφαιστειογένεση και τα σχηματιζόμενα Α – Δ έως ΑΒΑ – ΔΝΔ ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, ii) το επόμενο (Πλειόκαινο) σχημάτισε ΒΔ – ΝΑ παράταξης κανονικά ρήγματα και ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και iii) το σύγχρονο (Πλειστόκαινο έως σήμερα) σχηματίζει Α – Δ παράταξης κανονικά ρήγματα, επανενεργοποιώντας ταυτόχρονα παλαιότερες δομές.

Ειδικότερα, οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες της Λέσβου συνοψίζονται παρακάτω και είναι οι εξής (Chatzipetros et al., 2013):

1) Ρηξιγενής ζώνη Γαβαθάς: αποτελεί μία ομάδα κανονικών και πλάγιων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, η οποία παρουσιάζει μήκος 6,4 χιλιομέτρων, διαμορφώνοντας την ακτογραμμή στην περιοχή Γαβαθάς, στη ΒΔ Λέσβο. Ειδικότερα, τα κανονικά ρήγματα χαρακτηρίζονται από ΒΔ – ΝΑ παράταξη, τα αριστερά –

πλευρικά από ΔΒΔ – ΑΝΑ έως ΒΔ – ΝΑ παράταξη, ενώ εντοπίζονται και ορισμένα πλάγιας ολίσθησης, κανονικά ρήγματα με δεξιά – πλευρική δεξιόστροφη συνιστώσα. Η συγκεκριμένη ρηξιγενής ζώνη σχετίζεται με το ρήγμα Edremit της Δυτικής Ανατολίας.

2) Ρήγμα Σκάλα Ερεσού: αποτελεί μία 13,5 χιλιομέτρων μήκους ΔΒΔ – ΑΝΑ ρηξιγενής ζώνη, η οποία διαμορφώνει την ακτογραμμή της ΝΔ Λέσβου. Ουσιαστικά, χαρακτηρίζεται ως ένα κανονικό ρήγμα με αριστερή – πλάγια συνιστώσα και διαιρείται σε δύο τμήματα (τμήμα Σκάλα Ερεσού και τμήμα Ταβάρι), επηρεάζοντας περισσότερα από 15 χιλιόμετρα της ακτογραμμής.

3) Ρήγμα Αγίας Παρασκευής: διατρέχει το κεντρικό τμήμα του νησιού από ακτή σε ακτή, χαρακτηρίζεται από μήκος περίπου 17 χιλιομέτρων και διαμορφώνει τον κόλπο Καλλονή, το βασικότερο μορφολογικό χαρακτηριστικό της Λέσβου. Το συγκεκριμένο ρήγμα αποτελεί ένα σχεδόν καθαρό δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης και συνδέεται γεωμορφολογικά με μία σειρά επιμηκυμένων κοιλάδων που διατρέχουν την Λέσβο σε μία ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνση, ενώ σχετίζεται και με τα ισχυρά σεισμικά γεγονότα (πιθανότατα ένας προσεισμός, το κύριο γεγονός και δύο μετασεισμοί) της 7^{ης} Μαρτίου 1867, τα οποία επηρέασαν σημαντικά ολόκληρο το νησί. Το μέγεθός του κύριου γεγονότος εκτιμάται ότι είναι περίπου 6.8.

4) Ρήγμα Πολιχνίτος – Πλωμάρι: αποτελεί ένα 13,5 χιλιομέτρων μήκους ρήγμα, το οποίο ορίζει μία ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης λοφοσειρά. Τα δύο τμήματα του συγκεκριμένου ρήγματος σχηματίζουν ουσιαστικά ένα σχεδόν συνεχές ΒΔ – ΝΑ ίχνος ρήγματος, το οποίο κλίνει προς ΝΔ, και συνοδεύεται επίσης από μικρότερους Α – Δ παράταξης κλάδους που σχηματίζουν μικρά ρηξιγενή πρανή στην παράκτια πεδιάδα.

5) Ρήγμα Άγιος Ισίδωρος – Ακρωτήριο Μάγειρας: αποτελεί μία ΔΝΔ – ΑΒΑ παράταξης και ΝΝΑ κλίσης τεκτονική δομή, η οποία διαμορφώνει την ακτογραμμή του νοτιοανατολικού τμήματος της Λέσβου. Βάση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών του, το μήκος του υπολογίζεται στα περίπου 12 χιλιόμετρα. Επιπρόσθετα, αποτελεί ένα κανονικό ρήγμα με ελαφρώς αριστερή – πλευρική συνιστώσα, η οποία υποδεικνύει ένα ΒΔ – ΝΑ εκτατικό πεδίο τάσεων.

6) Ρηξιγενές σύστημα κόλπου Γέρας: τα ρήγματα αυτά ορίζουν το σχήμα του δεύτερου μεγαλύτερου κόλπου της Λέσβου, είναι κανονικά ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης και επηρεάζουν το υπόβαθρο και τα ιζήματα. Επιπρόσθετα, διαμορφώνουν το

ανάγλυφο σε ένα μεγάλο βάθος, καθώς οι ακτογραμμές και οι ράχες ακολουθούν την επικρατούσα παράταξη των ρηγμάτων.

Στην ευρύτερη περιοχή νοτιοδυτικά της Λέσβου, και πιο συγκεκριμένα κοντά στη νησιά Ψαρά και Αντίψαρα, εντοπίζεται ένα υποθαλάσσιο, ΒΑ – ΝΔ παράταξης, ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (Karakostas et al., 2010), το οποίο συνδέεται με μία σμηνοσειρά σεισμικών γεγονότων. Γενικότερα, η σεισμικότητα του συγκεκριμένου τεκτονικού τεμάχους, εκτός από την προαναφερόμενη σμηνοσειρά και το σεισμικό γεγονός της 7^{ης} Μαρτίου 1867 στη Λέσβο που αναλύθηκε παραπάνω, χαρακτηρίζεται από την εκδήλωση του πολύ πρόσφατου και καταστροφικού σεισμού της 12^{ης} Ιουνίου 2017, μεγέθους M_w = 6.3, στον υποθαλάσσιο χώρο νοτιοανατολικά της Λέσβου, ο οποίος θα αναλυθεί εκτενώς σε επόμενο κεφάλαιο.

3.3.5.7. Χίος block

Στο ανατολικό τμήμα του Κεντρικού Αιγαίου εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Χίος block’ (Εικόνα 3.3.5.7.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος τοποθετείται νότια από το τεκτονικό τέμαχος ‘Λέσβος’, αποτελώντας το όριο μεταξύ Βόρειου – Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου, ενώ χαρακτηρίζεται από την παρουσία τεσσάρων Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), όπως προκύπτει από Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), εκ των οποίων το ένα βρίσκεται εντός της περιοχής της Τουρκίας. Επιπλέον, στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος εμφανίζεται έντονη σεισμικότητα, ιστορική και πρόσφατη, η οποία εκδηλώνεται με ισχυρούς και καταστροφικούς σεισμούς.

Εικόνα 3.3.5.7.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Χίος, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς του δυτικού τμήματος της Τουρκίας, απέναντι από τη Χίο, χαρακτηρίζεται από ενεργή παραμόρφωση, η οποία εκφράζεται με τόσο με την έκταση του φλοιού όσο και με οριζόντια μετατόπιση. Ειδικότερα, στη συγκεκριμένη περιοχή εντοπίζονται Α – Δ παράταξης τεκτονικές τάφροι και τα αντίστοιχα ρήγματα, με τα οποία συνδέονται, ενώ η περιοχή υφίσταται μία περίπου Β – Ν ηπειρωτική έκταση με έναν ετήσιο ρυθμό 30 – 40 χιλιοστών (Karakostas et al., 2010). Συνεχίζοντας στο ελληνικό τμήμα και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή της Χίου, οι κύριες τεκτονικές δομές που εντοπίζονται είναι ΒΒΑ – ΝΝΔ ρήγματα και ΔΒΔ – ΑΝΑ έως ΒΔ – ΝΑ ρήγματα, κατά μήκος των οποίων αρκετοί γεωλογικοί σχηματισμοί διαχωρίζονται οριζοντίως, υποδεικνύοντας με αυτό τον τρόπο την ιδιαίτερη σημαντικότητα της συνιστώσας της οριζόντιας μετατόπισης (Karakostas et al., 2010). Επιπρόσθετα, οι δορυφορικές εικόνες υποδεικνύουν ότι οι πρόσφατες ρηξιγενείς δομές της περιοχής χαρακτηρίζονται από την παρουσία ΒΑ – ΝΔ και Α – Δ παράταξης ρήγματα. Πιο συγκεκριμένα, τα πρόσφατα ΒΑ – ΝΔ ρήγματα κυριαρχούν στη Χίο, συμπεριλαμβάνοντας ωστόσο τμήματα των προηγούμενων ΒΒΑ – ΝΝΔ ρηγμάτων, ενώ τα Α – Δ παράταξης ρήγματα είναι μικρότερου μήκους και περιορίζονται από την παρουσία των ΒΑ – ΝΔ παράταξης ρηγμάτων (Karakostas et al., 2010).

Λαμβάνοντας υπόψη το κύριο τεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στη Χίο, προσδιορίστηκε μία σειρά συγκεκριμένων ενεργών ρηγμάτων, η οποία είναι η εξής (Chatzipetros et al., 2013):

1) Υποθαλάσσιο ρήγμα Αγιάσματα: αποτελεί ένα ΔΝΔ – ΑΒΑ παράταξης και ΒΒΔ κλίσης ρήγμα, το οποίο διαμορφώνει τη μορφολογία της βορειοδυτικότερης ακτογραμμής της Χίου, ενώ το συνολικό του μήκος έχει υπολογιστεί περίπου στα 14 χιλιόμετρα, περιλαμβάνοντας χερσαία και υποθαλάσσια έκταση της ρηξιγενούς ζώνης.

2) Υποθαλάσσιο ρήγμα Οινούσσες: παρά το γεγονός ότι το συγκεκριμένο ρήγμα δεν εντοπίζεται από τους μηχανισμούς γένεσης των τοπικών σεισμών και τις γεωμορφολογικές ενδείξεις, εντούτοις το υποθαλάσσιο ρήγμα Οινούσσες αποτελεί ένα ενεργό ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρήγμα, το οποίο πιθανότατα σχετίζεται με το σεισμικό γεγονός της 2^{ας} Ιουλίου 1949 (M = 6.7) στις Οινούσσες. Το μήκος του υπολογίζεται στα περίπου 26 χιλιόμετρα, με βάση το μήκος της μετάπτωσης του πυθμένα της θάλασσας.

3) Ρήγμα κοιλάδας Πιτυός: αποτελεί ένα ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης, κανονικό ρήγμα, μήκους 6 χιλιομέτρων, το οποίο ορίζει καθαρά την επιμήκη κοιλάδα Πιτυός, και εντοπίζεται στα ανθρακικά πετρώματα, παρουσιάζοντας στιλπνές επιφάνειες και κανονικές γραμμές ολίσθησης.

4) Ρήγμα Χίος – Βροντάδος: αποτελεί μία ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης ρηξιγενής ζώνη με μήκος περίπου 11 χιλιομέτρων, παρουσιάζοντας μία σειρά συζυγών ή παράλληλων μικρότερων ρηγμάτων που ορίζουν ένα απότομο μορφολογικό πρανές, το οποίο κυριαρχεί στην περιοχή μεταξύ των πόλεων Χίος και Βροντάδος. Βόρεια του Βροντάδου παρατηρείται μετατόπιση των πλειστοκαινικών κώνων έως και 1 μέτρο, γεγονός το οποίο καθιστά το συγκεκριμένο ρήγμα ενεργό.

5) Ρήγμα Μαστιχοχώρια: αποτελεί μία ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρηξιγενής ζώνη, η οποία συνίσταται από μία σειρά ασυνεχών κλάδων, οι οποίοι είναι ευθυγραμμισμένοι κατά μήκος αυτής της ζώνης και διατρέχουν το νησί. Επιπρόσθετα, παραμορφώνει τα ανθρακικά, μεσοζωικά πετρώματα του υποβάθρου, προκαλώντας το σχηματισμό μεταπτώσεων, χωρίς ωστόσο να παρουσιάζονται σημαντικά ρηξιγενή πρανή, ενώ θεωρείται ενεργό λόγω του γεγονότος ότι είναι τοποθετημένο κάθετα στο κυρίαρχο ΒΒΑ – ΝΝΔ εκτατικό πεδίο. Η εμφάνισή του πραγματοποιείται υπό τη μορφή

ρηξιγενούς ζώνης, αποτελούμενης από δύο τμήματα (τμήμα Λιμένας και τμήμα Καλαμωτή), τα οποία είναι ευθυγραμμισμένα κατά μήκος μίας σχεδόν ευθείας γραμμής, όπου ένα μηχανικό εμπόδιο τα διαχωρίζει. Τα δύο τμήματα είναι πιθανό να συνδέονται στο βάθος, καθώς επίσης και να επεκτείνονται στην υποθαλάσσια περιοχή.

6) Υποθαλάσσιο ρήγμα Φιλαδέλφεια: παρουσιάζει ομοιότητες με το υποθαλάσσιο ρήγμα Αγιάσματα και θεωρείται ενεργό λόγω της διαμόρφωσης των νότιων ακτών του νησιού και του πρανούς του θαλάσσιου πυθμένα, το οποίο διατρέχει παράλληλα τη νοτιοδυτική ακτογραμμή σε μία απόσταση μεταξύ 50 και 100 μέτρων μακριά από την ακτή.

Σχετικά με τη σεισμικότητα, οι πιο επιρρεπείς σεισμικά περιοχές στην ανατολική, κεντρική θάλασσα του Αιγαίου είναι ο κόλπος της Σμύρνης (Izmir), η χερσόνησος της Ερυθραίας (Karaburun) και η νήσος Χίος. Ειδικότερα, σε αυτήν την περιοχή έλαβαν χώρα περίπου 20 μεσαίου μεγέθους σεισμοί από το 496 π.Χ. έως το 1949 μ.Χ., ενώ αυτοί της 20ης Μαρτίου 1389, της 13ης Νοεμβρίου 1856, της 19ης Ιανουαρίου 1866, της 3ης Απριλίου 1881 και της 23ης Ιουλίου 1949 συνδέονται και με την εμφάνιση τσουνάμι (Altinok et al., 2005). Τα δύο σημαντικότερα σεισμικά γεγονότα είναι ο σεισμός Χίος – Cesme της 3ης Απριλίου 1881, μεγέθους $M_w = 6.5$, νότια του πορθμού Cesme και ο σεισμός Χίος – Karaburun της 23ης Ιουλίου 1949, μεγέθους $M_w = 6.7$, βόρεια της Χίου (Altinok et al., 2005). Σημειώνεται το γεγονός ότι οι δύο σεισμοί οφείλονται στη δράση δύο ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης ρηγμάτων.

3.3.6. Νότιο Αιγαίο Πέλαγος

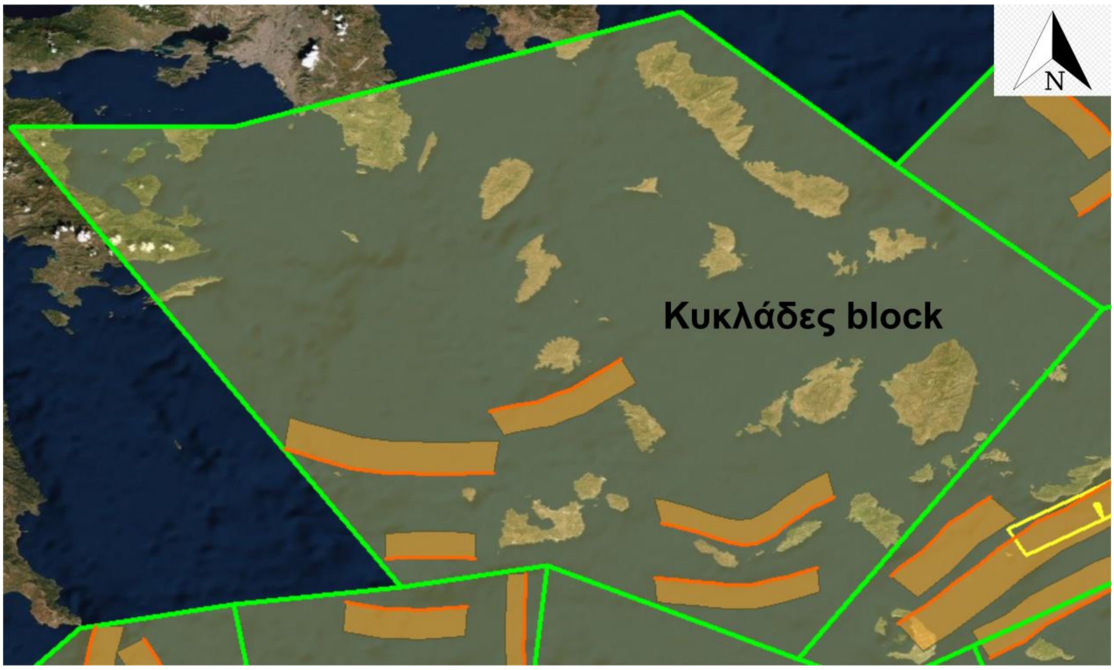
3.3.6.1. Γενικά

Η θάλασσα του Νότιου Αιγαίου καταλαμβάνει το νοτιότερο τμήμα του ελληνικού χώρου και εκτείνεται μεταξύ των χερσαίων τμημάτων της Πελοποννήσου και της Δυτικής Τουρκίας. Στο εσωτερικό αυτής της περιοχής εντοπίζονται ενεργές τεκτονικές δομές, οι οποίες συνδέονται τόσο με σεισμικά γεγονότα όσο και με την ηφαιστειότητα της περιοχής. Ως εκ τούτου, η περιοχή της θάλασσας του Νότιου Αιγαίου διαιρείται σε δεκαέξι ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) (Εικόνα 3.3.6.1.1), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS). Παρακάτω παρατίθεται αναλυτική η περιγραφή της ενεργού τεκτονικής των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών.

Εικόνα 3.3.6.1.1. Τα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) της θάλασσας του Νότιου Αιγαίου (1: Κυκλάδες block, 2: Σάμος – Ικαρία block, 3: Θήρα block, 4: Κάλυμνος block, 5: Κως block, 6: Ρόδος block, 7: Κάρπαθος block, 8: Αστυπάλαια block, 9: Νότιο Αιγαίο (1) block, 10: Νότιο Αιγαίο (2) block, 11: Νότιο Αιγαίο (3) block, 12: Βόρεια Κρήτη block, 13: Νότια – Δυτική Κρήτη block, 14: Κεντρική Κρήτη (1) block, 15: Κεντρική Κρήτη (2) block, 16: Ανατολική Κρήτη block).

3.3.6.2. Κυκλάδες block

Στην υποθαλάσσια περιοχή, η οποία εκτείνεται στο δυτικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου, ανατολικά της Πελοποννήσου και νότια – νοτιοανατολικά της Αττικής, εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Κυκλάδες block’ (Εικόνα 3.3.6.2.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος έχουν προσδιοριστεί πέντε Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs). Το τεκτονικό τέμαχος ‘Κυκλάδες’ περιλαμβάνει, εκτός από ένα σημαντικό αριθμό νησιών, το Μυρτώο Πέλαγος, στο οποίο δίνεται ιδιαίτερη έμφαση, καθώς παρουσιάζει σημαντικές τεκτονικές δομές, ενώ από τα νησιά διακρίνεται η Μήλος για το τεκτονικό καθεστώς της, το οποίο σχετίζεται με την ηφαιστειότητά της. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός στη συγκεκριμένη περιοχή εντοπίζονται ιστορικά, ισχυρά σεισμικά γεγονότα.



Εικόνα 3.3.6.2.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κυκλάδες, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς της συγκεκριμένης περιοχής, χαρακτηρίζεται από την παρουσία τριών διακριτών στοιχείων, τα οποία είναι τα εξής (Alexandri et al., 2001): i) μία βαθειά λεκάνη στα δυτικά του Μυρτώου Πελάγους, ii) ένα υποθαλάσσιο φαράγγι στο βορειοδυτικό τμήμα του Μυρτώου Πελάγους και iii) μία περιοχή ανώμαλου ανάγλυφου στα νοτιοανατολικά, βόρεια του νησιού Αντίμηλος.

Ειδικότερα, η λεκάνη αναπτύσσεται σε μία περίπου ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνση, παρουσιάζοντας τα χαρακτηριστικά μίας επιμηκυμένης, ασύμμετρης τεκτονικής τάφρου, μήκους μεγαλύτερο των 8,5 χιλιομέτρων και πλάτους μικρότερο των 3,5 χιλιομέτρων, ενώ χαρακτηριστικά είναι τα πολύ απότομα πρανή που παρουσιάζει βόρεια του νησιού Φαλκονέρα, περνώντας απότομα σε μία επίπεδη μορφολογία, με ελαφριά κλίση προς τα νότια (Alexandri et al., 2001). Το υποθαλάσσιο φαράγγι αποτελεί ένα ημικυκλικό κανάλι, το οποίο ρέει από τα βορειοανατολικά μέσω του νότιου περιθωρίου των Κυκλάδων και εκφορτίζει με σχεδόν ορθή γωνία, παρουσιάζοντας βάθος 200 έως 300 μέτρα, μήκος περίπου 20 χιλιόμετρα και πλάτος 1 έως 3 χιλιόμετρα, ενώ η μορφολογία του έχει κληρονομηθεί από παλαιότερη γεωλογική περίοδο. Επιπρόσθετα, τα χαρακτηριστικά της περιοχής υποδεικνύουν την παρουσία ενός ηφαιστειακού πεδίου στη βόρεια προέκταση του ηφαιστείου της Αντιμήλου, ενώ τα ιδιαίτερα μορφολογικά χαρακτηριστικά είναι πιθανό να σχετίζονται με υποθαλάσσια ηφαιστειακά θραύσματα και υποθαλάσσιους δόμους (Alexandri et al., 2001).

Σχετικά με τα κύρια τεκτονικά στοιχεία της περιοχής, η βαθυμετρικά ανάλυση υπέδειξε την παρουσία δύο ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης, κύριων ρηξιγενών ζωνών, οι οποίες σχηματίζουν μία ασύμμετρη τεκτονική τάφρο. Το επίπεδο τμήμα της λεκάνης του Μυρτώου καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα της τεκτονικής τάφρου και αναπτύσσεται, κυρίως, κατά μήκος της νότιας περιθωριακής ρηξιγενούς ζώνης, η οποία παρουσιάζει κατακόρυφη μετάπτωση, μεγαλύτερη από 1 χιλιόμετρο, σε αντίθεση με τη μετάπτωση στο βόρειο περιθώριο, η οποία είναι μόνο λίγων εκατοντάδων μέτρων (Alexandri et al., 2001). Αυτήν η γενική, τεκτονική κλίση ακολουθεί την κλίση του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου και υποδεικνύει μία οριζόντια έκταση ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνσης. Το ύβωμα Φαλκονέρα – Αντίμηλος που αναπτύσσεται στα νότια του νότιου περιθωριακού ρήγματος αποτελεί ένα ΔΒΔ – ΑΝΑ τεκτονικό κέρας, το οποίο χωρίζει την τεκτονική τάφρο της λεκάνης του Μυρτώου από την κύρια δομή της οπισθοτόξιας λεκάνης της Κρήτης (Alexandri et al., 2001). Επιπρόσθετα, ένα ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης, δευτερογενές ρηξιγενές σύστημα, τέμνει την προηγούμενη ρηξιγενής δομή. Στο σημείο αυτό, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στο τμήμα που εκτείνεται βορειοανατολικά της Μήλου, εντοπίζεται η λεκάνη Φολέγανδρος, η οποία είναι αρκετά μικρότερη από τη λεκάνη του Μυρτώου, παρουσιάζοντας ταυτόχρονα αρκετές ομοιότητες (Piper & Perissoratis, 2003).

Σχετικά με τις χερσαίες ρηξιγενείς δομές της περιοχής, οι σημαντικότερες εντοπίζονται, όπως προαναφέρθηκε, στο νησί της Μήλου, ενώ ορισμένες από αυτές σχετίζονται και με την ηφαιστειότητα που επικρατεί. Πιο συγκεκριμένα, τα κυριότερα συστήματα ρηγμάτων της Μήλου είναι τα εξής (Papanikolaou et al., 1990): i) το ρηξιγενές σύστημα, στο οποίο περιλαμβάνονται ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης ρήγματα, τα οποία εντοπίζονται στο νότιο τμήμα της Μήλου, επηρεάζοντας το μεταμορφωμένο υπόβαθρο και δημιουργώντας διαδοχικά τις τεκτονικές τάφρους και τα τεκτονικά κέρατα του υποβάθρου, ii) το ρηξιγενές σύστημα, στο οποίο περιλαμβάνονται περίπου Α – Δ παράταξης ρήγματα, ενώ προηγούνται χρονικά της ηφαιστειακής δράσης, iii) το ρηξιγενές σύστημα, στο οποίο περιλαμβάνονται Β – Ν παράταξης ρήγματα, αποτελώντας τις συχνότερα εμφανιζόμενες τεκτονικές δομές, σε ολόκληρο το νησί, ενώ σχετίζονται άμεσα με την άνοδο του μαγματικού υλικού, επηρεάζοντας ταυτόχρονα και το υπόβαθρο και iv) το ρηξιγενές σύστημα, στο οποίο περιλαμβάνονται ΒΑ – ΝΔ παράταξης ρήγματα, η παρουσία των οποίων συνδέεται με την επανενεργοποίηση παλαιότερων τεκτονικών δομών του υποβάθρου. Επιπρόσθετα, σχετικά με την παραμόρφωση της Μήλου εντοπίζονται τρεις διαδοχικές φάσεις, οι οποίες είναι (Papanikolaou et al., 1990): i) μία ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης, εφελκυστική φάση, η οποία επηρεάζει τους κάτω πλειοκαινικούς, ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμούς ii) μία Β – Ν έως ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης, συμπιεστική φάση, η οποία τοποθετείται χρονικά μετά το Πλειόκαινο και iii) μία ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης, εφελκυστική φάση, η οποία εντοπίζεται στους τεταρτογενείς σχηματισμούς.

Σχετικά με τη σεισμικότητα, τα ισχυρότερα σεισμικά γεγονότα είναι της 12ης Δεκεμβρίου 1733 (M = 6.3) και της 20ης Ιουλίου 1738 (M = 6.5), στις περιοχές της Σίφνου και της Μήλου, αντίστοιχα, ενώ το πιο πρόσφατο σεισμικό γεγονός της περιοχής καταγράφηκε στις 20 Μαρτίου 1992, στη Μήλο (Delibasis & Drakopoulos, 1993; Papazachos & Papazachou, 2003).

3.3.6.3. Σάμος – Ικαρία block

Στο ανατολικό – βορειοανατολικό τμήμα της θάλασσας του Νότιου Αιγαίου εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία 'Σάμος – Ικαρία block' (Εικόνα 3.3.6.3.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία έξι Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Εκτός από το υποθαλάσσιο τμήμα, στο εσωτερικό αυτού του τεκτονικού τεμάχους περιλαμβάνονται δύο σημαντικού μεγέθους νησιά, η Σάμος και η Ικαρία, στα οποία δρουν οι κυριότερες ρηξιγενείς δομές της συγκεκριμένης περιοχής του Νότιου Αιγαίου. Ως εκ τούτου, θεωρείται απαραίτητο να εξεταστούν λεπτομερώς οι ρηξιγενείς δομές που σχετίζονται με αυτά τα δύο νησιά. Η σεισμικότητα της συγκεκριμένης περιοχής θα μπορούσε σε γενικές γραμμές να χαρακτηριστεί από την απουσία πολύ ισχυρών σεισμικών γεγονότων.

Αρχικά, όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς, με βάση την ανάπτυξη των τάσεων της περιοχής, η οποία ξεκίνησε στο Πλειόκαινο – Τεταρτογενές και εκφράζεται με τη ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνση έκτασης της θάλασσας του Αιγαίου, προέκυψε ο σχηματισμός νέων Α – Δ παράταξης ρηγμάτων ως αποτέλεσμα τόσο της συγκεκριμένης έκτασης όσο και της επανενεργοποίησης παλαιότερων ΒΔ – ΝΑ και ΒΑ – ΝΔ ρηγμάτων (ως ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης) (Chatzipetros et al., 2013).

Πιο συγκεκριμένα, οι κυριότερες ρηξιγενείς δομές που εντοπίζονται στο νησί της Σάμου και την ευρύτερη περιοχή είναι οι παρακάτω (Chatzipetros et al., 2013):

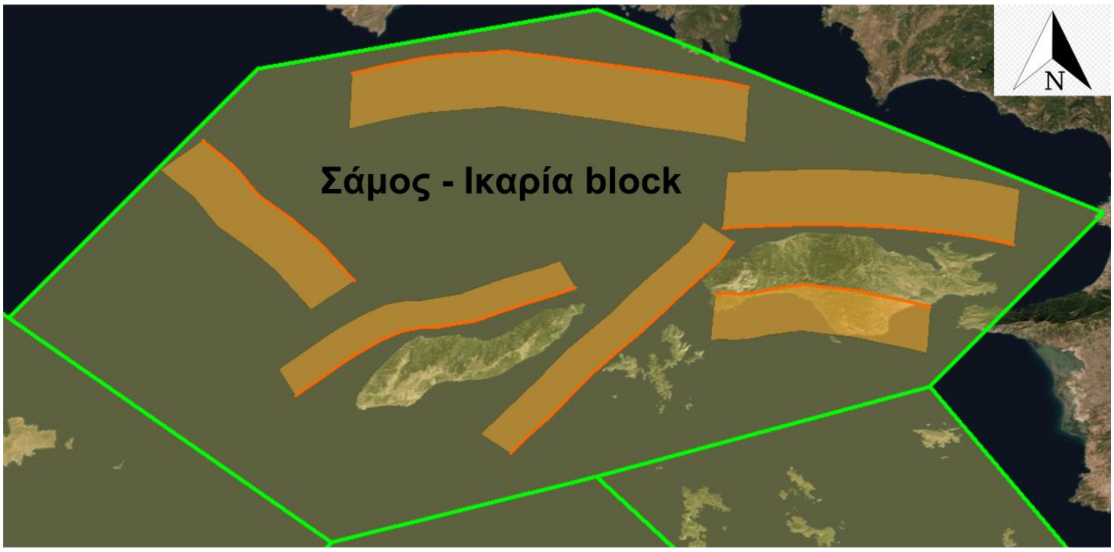
1) Ρήγμα Καρλόβασι: αποτελεί ένα ΒΑ – ΝΔ παράταξης, ΒΔ (75 μοιρών) κλίσης, δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, με κάθετη συνιστώσα, με το ορατό μήκος του να είναι περίπου 13 χιλιόμετρα, ορίζοντας τη βορειοδυτική ακτή της Σάμου, ενώ βάση των βαθυμετρικών ενδείξεων προεκτείνεται μακρύτερα από την ακτή. Σε τοπική κλίμακα, το συγκεκριμένο ρήγμα εντοπίζεται από μία ομάδα στιλπνών επιφανειών, κλίσης μέχρι 60 μοίρες, ενώ βάση της κινηματικής ανάλυσης, η προτεινόμενη διεύθυνση της έκτασης είναι ΒΒΑ – ΝΝΔ.

2) Ρήγμα Μαραθόκαμπος: αποτελεί ένα Α – Δ παράταξης, Ν (70 μοιρών) κλίσης, κανονικό ρήγμα με δεξιόστροφη συνιστώσα, συνολικού μήκους σχεδόν 11 χιλιομέτρων, ορίζοντας μία σχεδόν ευθεία ΝΔ ακτογραμμή. Το συγκεκριμένο ρήγμα ευθυγραμμίζεται με τη ρηξιγενή ζώνη Πυθαγόρειο, γεγονός το οποίο πιστοποιείται τόσο από διακεκομμένα ίχνη ρηγμάτων μεταξύ των κύριων ρηξιγενών ζωνών, όσο και από τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της ενδιάμεσης περιοχής, ενώ παραμορφώνει μία σειρά πετρωμάτων, διαφορετικών ηλικιών.

3) Ρηξιγενής ζώνη Πυθαγόρειο: αποτελεί ένα ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης, Ν (45 μοιρών) κλίσης, κανονικό ρήγμα, γεγονός το οποίο πιστοποιείται από τις γραμμές ολίσθησης που εντοπίζονται σε διάφορες εμφανίσεις. Η συγκεκριμένη ρηξιγενής ζώνη αποτελεί την πιο διακριτή δομή της Σάμου, καθώς σχηματίζει ρηξιγενή πρανή, δυτικά του Πυθαγόρειου, διαχωρίζοντας γεωμορφολογικά δύο περιοχές και ειδικότερα το λοφώδες υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος στα βόρεια και την επίπεδη πεδιάδα στα νότια (πεδιάδα Πυθαγόρειο). Παραμορφωτικά, επηρεάζει τα πλειοκαινικά ιζήματα, καθώς και πλειστοκαινικό, τεκτονικό λατυποπαγές, το οποίο σχηματίστηκε κατά τη δράση παλαιότερων επανενεργοποιήσεων. Τα δύο τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης (Πυθαγόρειο και Μεσόγειο) αλληλεπικαλύπτονται μερικώς, ενώ θεωρείται πιθανό να ενώνεται με το ρήγμα Μαραθόκαμπος, σχηματίζοντας ένα ρήγμα σημαντικού μήκους.

4) Ρήγμα Βαθύ: αποτελεί ένα ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης, Β (50 μοιρών) κλίσης ρήγμα, το οποίο εντοπίζεται στο ΒΑ τμήμα της Σάμου, ορίζοντας το σχήμα και το ανάγλυφο της νότιας ακτογραμμής του κόλπου Βαθύ. Οι εμφανίσεις της συγκεκριμένης ρηξιγενούς ζώνης είναι περιορισμένες κοντά στην ακτή, ενώ η προέκτασή της προκύπτει από τη γραμμική ακτογραμμή και τον απότομο θαλάσσιο πυθμένα.

5) Υποθαλάσσιο ρήγμα Βόρεια Σάμος: θεωρείται ότι αποτελεί ένα ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης, ΒΒΔ κλίσης ρήγμα, μήκους 25 χιλιομέτρων. Το μήκος του συνάγεται από τη γραμμική ακτογραμμή και τον ιδιαίτερα απότομο θαλάσσιο πυθμένα ΒΔ της Σάμου, ο οποίος σχηματίζει μία υποθαλάσσια μετάπτωση σε βάθος μεγαλύτερο των 1000 μέτρων.

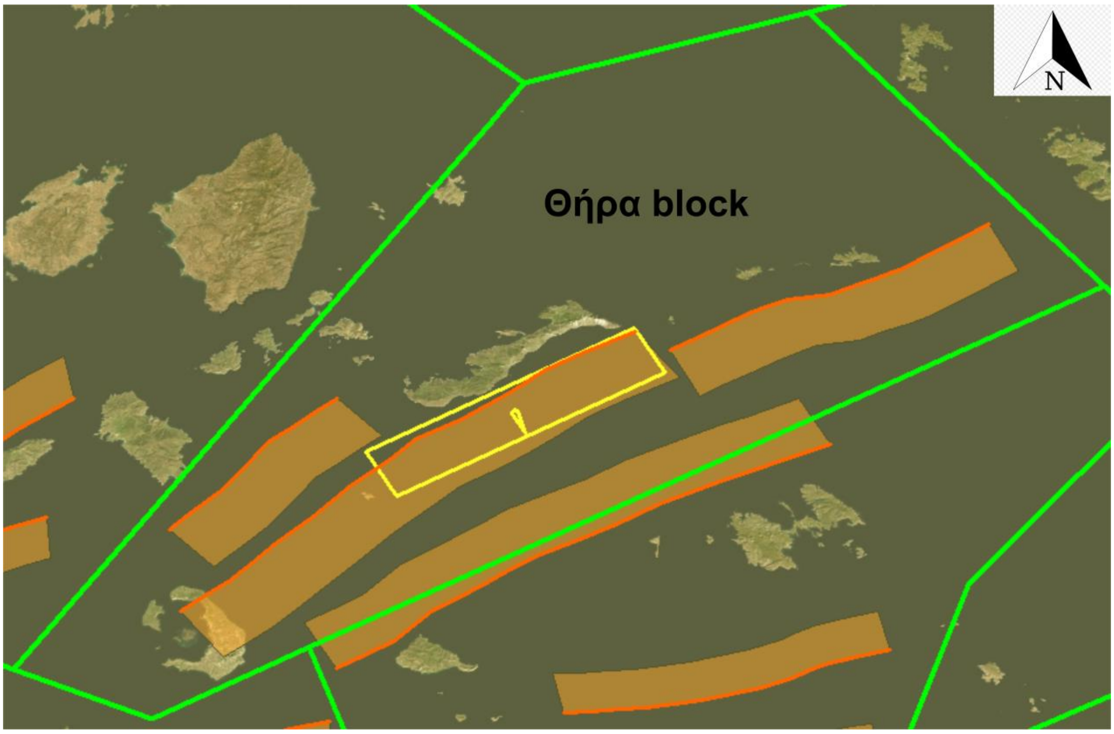


Εικόνα 3.3.6.3.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Σάμος – Ικαρία, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Όσον αφορά το νησί της Ικαρίας, στην παράκτια περιοχή εντοπίζονται αρκετά ρηξιγενείς δομές, χωρίς ωστόσο να διατρέχουν τα πρόσφατα ιζήματα, με αποτέλεσμα να υπάρχει πρόβλημα στη χρονολόγησή τους, ενώ μορφολογικά επηρεάζεται από μία ομάδα Α – Δ ή ΒΑ – ΝΔ παράταξης, υποθαλάσσιων ρηγμάτων, γεγονός το οποίο αποδεικνύεται από τη γενική νεοτεκτονική αποτύπωση. Τα κυριότερα ρήγματα της Ικαρίας είναι τα εξής (Chatzipetros et al., 2013): 1) Ρήγμα Καρκινάγρι, 2) Ρήγμα Κάμπος, 3) Ρήγμα Μαγγανίτης – Πλαγιά, 4) Ρήγμα Άγιος Κήρυκος και 5) Υποθαλάσσιο ρήγμα Νότια Ικαρία. Ειδικότερα, οι τέσσερεις πρώτες ρηξιγενείς δομές διαμορφώνουν την ακτογραμμή, με την παρουσία απότομων πρανών, και αποτελούν κατά κύριο λόγο κανονικά ρήγματα με συνιστώσα πλάγιας ολίσθησης (Chatzipetros et al., 2013). Το υποθαλάσσιο ρήγμα Νότια Ικαρία συνάγεται από το πρανές του θαλάσσιου πυθμένα, ενώ ενδέχεται να συνδέεται με το ρήγμα Καρκινάγρι. Το μήκος του συγκεκριμένου υποθαλάσσιου ρήγματος υπολογίζεται περίπου στα 25 χιλιόμετρα, ενώ στην περίπτωση κατά την οποία συνδέεται με το ρήγμα Καρκινάγρι, ολόκληρη η ρηξιγενής ζώνη υπολογίζεται ότι έχει συνολικό μήκος 35 περίπου χιλιομέτρων (Chatzipetros et al., 2013).

3.3.6.4. Θήρα block – Αστυπάλαια block – Χριστιανά block – Ανάνες block

Η περιοχή, στην οποία συμπεριλαμβάνεται το κεντρικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου, αποτελείται από τα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη που φέρουν τις ονομασίες ‘Θήρα block’, ‘Αστυπάλαια block’, ‘Χριστιανά block’ και ‘Ανάνες block’ (Εικόνες 3.3.6.4.1, 3.3.6.4.2, 3.3.6.4.3 και 3.3.6.4.4). Το ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη ‘Θήρα’, ‘Αστυπάλαια’, ‘Χριστιανά’ και ‘Ανάνες’ χαρακτηρίζονται από την παρουσία τριών, τεσσάρων, ενός και δύο Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), αντίστοιχα, σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), τα οποία τοποθετούνται κατά κύριο λόγο στον υποθαλάσσιο χώρο, με τις χερσαίες εμφανίσεις τους να είναι περιορισμένες, ενώ ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό θεωρείται η σύνδεσή τους με την ηφαιστειότητα της συγκεκριμένης περιοχής. Η διάκριση τεσσάρων διαφορετικών τεκτονικών τεμαχών, αντί ενός, κρίθηκε απαραίτητη γι αυτό το τμήμα του Νότιου Αιγαίου, παρά το κοινό τεκτονικό καθεστώς, λόγω του γεγονότος ότι οι περιλαμβανόμενες ρηξιγενείς δομές παρουσιάζουν μεταξύ τους διαφορετικά κινηματικά, αλλά κυρίως γεωμετρικά χαρακτηριστικά.

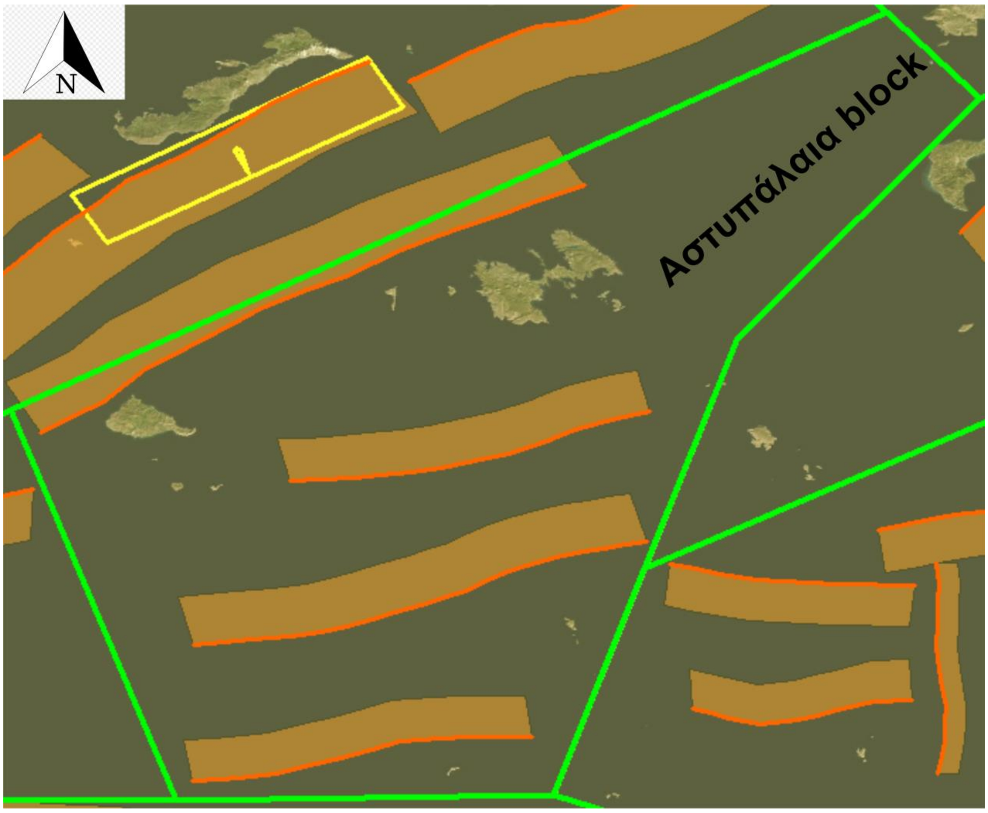


Εικόνα 3.3.6.4.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Θήρα, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

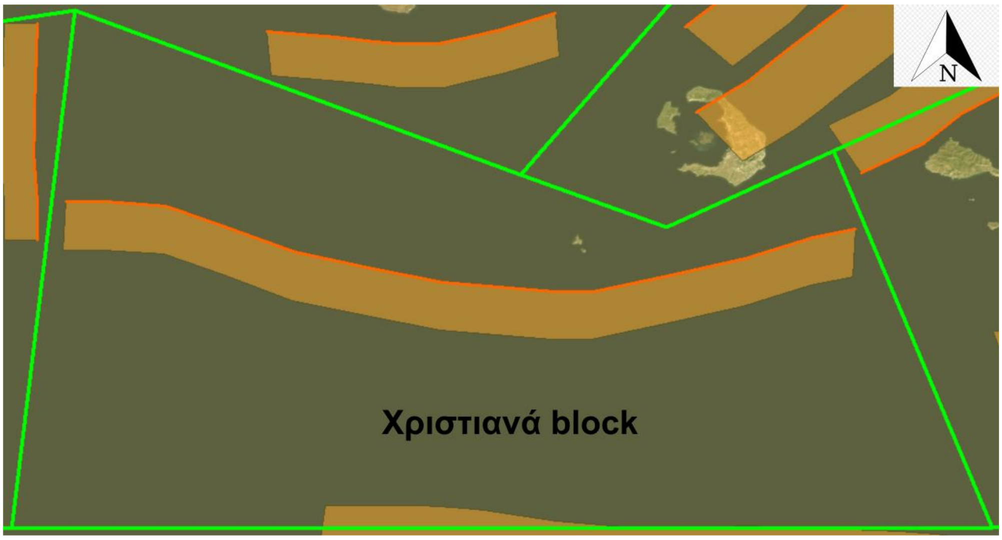
Αρχικά, λαμβάνοντας υπόψη τους δημοσιευμένους θαλάσσιους χάρτες (Nomikou et al., 2012) και ακολουθώντας μια προσέγγιση που συνίσταται στη χρήση της βαθυμετρίας κατέστη δυνατή η χαρτογράφηση και ο χαρακτηρισμός ενεργών ρηγμάτων στο θαλάσσιο πυθμένα γύρω από τη συγκεκριμένη περιοχή, χρησιμοποιώντας τις βαθυμετρικές κλίσεις. Η σημαντικότερη δομή της περιοχής, το ηφαίστειο της Σαντορίνης, τοποθετείται σε ένα 40 χιλιομέτρων πλάτους κανονικό ρηξιγενές σύστημα, το οποίο οριοθετείται προς τα νότια από δύο αρκετών δεκάδων χιλιομέτρων, ΒΑ (90±20 μοίρες) παράταξης, νότιας κλίσης ρήγματα (ρήγμα Χριστιανά και ρήγμα Ανάφη), σχηματίζοντας πρανή ύψους αρκετών εκατοντάδων μέτρων (περίπου 650 μέτρα στην περιοχή Ανάφη) (Feuillet, 2013). Βορειότερα από αυτές τις κύριες δομές, εντοπίζονται στο θαλάσσιο πυθμένα κοντά στη Σαντορίνη, μικρότερα ΒΑ – ΝΔ παράταξης ρήγματα, με αρκετές δεκάδες έως λίγες εκατοντάδες μέτρων ύψους πρανών, δημιουργώντας μία δεύτερη οικογένεια. Ειδικότερα, ένα από τα σημαντικότερα ρήγματα αυτού του συστήματος είναι το ρήγμα Ίος, το οποίο χαρακτηρίζεται από ΒΑ (40±10 μοίρες) παράταξη, νότια κλίση και τη δημιουργία ενός 200 μέτρων πρανούς, ενώ δυτικά της Σαντορίνης συνδέεται με τη ΒΒΑ (90 – 130 μοίρες) παράταξης, κλίσης προς τα νότια, ρηξιγενή ζώνη Σίκινος (Feuillet, 2013). Βορειοανατολικά της Σαντορίνης εντοπίζονται τα ΒΑ (45 μοίρες) παράταξης, βόρειας κλίσης ρήγματα Σαντορίνη – Αμοργός, τα οποία συνθέτουν μαζί με τα προαναφερόμενα ρήγματα, την τεκτονική τάφρο Άνυδρος (Feuillet, 2013). Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι ιζηματογενείς στρώσεις παραμορφώνονται έντονα και διαρρηγνύονται από κατακόρυφα ή υποκατακόρυφα ρήγματα, τα οποία διατρέχουν παράλληλα την τεκτονική τάφρο Άνυδρος (Sakellariou et al., 2010). Μερικά από αυτά παρουσιάζουν κανονικό χαρακτήρα, υποδεικνύοντας εκτατικό καθεστώς, αλλά στις περισσότερες περιπτώσεις, η κίνηση αυτών των ρηγμάτων δεν είναι προφανής, καθώς το υπερκείμενο και το υποκείμενο τμήμα ενός ρήγματος είναι πιθανό να διακριθούν σε μία σεισμική γραμμή, αλλά κάτι τέτοιο να μη συμβεί στην επόμενη (Sakellariou et al., 2010). Το συγκεκριμένο γεγονός αποτελεί μία ισχυρή απόδειξη, η οποία αποδίδει χαρακτήρα οριζόντιας μετατόπισης σε αυτά τα ρήγματα, με αποτέλεσμα να θεωρείται ότι η ευρύτερη περιοχή της τεκτονικής τάφρου Άνυδρος κυριαρχείται από ένα διεφελκυστικό, παραμορφωτικό καθεστώς (Sakellariou et al., 2010). Η συγκεκριμένη ερμηνεία συμβαδίζει με το δεξιό-πλευρικό, διεφελκυστικό χαρακτήρα που προέκυψε από την επεξεργασία σεισμολογικών δεδομένων.

Επιπρόσθετα, στην περιοχή εντοπίζεται η ΒΑ – ΝΔ παράταξης τεκτονική τάφρος Σαντορίνη – Ανάφη, η οποία οριοθετείται από δύο αντιθετικά, κανονικά ρηξιγενή συστήματα. Πιο συγκεκριμένα, η οριοθέτηση πραγματοποιείται από τα βόρειας κλίσης ρήγματα του συστήματος Σαντορίνη – Ανάφη, τα πρανή των οποίων έχουν ύψος μέχρι 200 μέτρα, και τα νότιας κλίσης ρήγματα της ράχης Σαντορίνη – Αμοργός (Feuillet, 2013). Στην περιοχή που εκτείνεται νοτιοδυτικά της Σαντορίνης εντοπίζεται ένας σημαντικός αριθμός ΒΑ (30±10 μοίρες) παράταξης ρηγμάτων, τα οποία τέμνουν τα Α – Δ παράταξης ρήγματα και θεωρείται ότι ανήκουν στη ρηξιγενή ζώνη Χριστιανά, σχηματίζοντας το τεκτονικό κέρας Χριστιανά – Σαντορίνη, ενώ ένα από αυτά (ΒΔ κλίσης) εμφανίζεται στο νησί της Σαντορίνης και οριοθετεί προς τα βόρεια το προ-ηφαιστειακό υπόβαθρο (Feuillet, 2013).

Σχετικά με την κυρίαρχη γεωλογική δομή της περιοχής, το ηφαίστειο της Σαντορίνης, θεωρείται ότι ανήκει στο μεγάλο ηφαιστειακό σύμπλεγμα που σχηματίστηκε από αρκετούς κρατήρες (Χριστιανά, Σαντορίνη – Καμένη, Κολούμπο), ενώ ευθυγραμμίζεται σε μία περίπου ΒΑ (40 μοίρες) διεύθυνση (Vougioukalakis & Fytikas, 2005), παράλληλα στα ΒΑ – ΝΔ παράταξης ρήγματα. Επιπρόσθετα, το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο ευθυγραμμίζεται με 19 άλλους ηφαιστειακούς θόλους (Nomikou et al., 2012) παράλληλους στα ρήγματα, εντός του πυθμένα της τεκτονικής τάφρου Άνυδρος, πιθανότατα κατά μήκος ρωγμών που υφίστανται τη ΒΔ – ΝΑ έκταση μεταξύ των ρηγμάτων οριοθέτησης. Γενικότερα, οι ηφαιστειακοί κρατήρες και η πρόσφατη ρηξιγενής τεκτονική συμβαδίζουν με μία ΒΔ – ΝΑ τοπική έκταση, έχοντας ως αποτέλεσμα τα ρήγματα και τα ηφαίστεια να δομούν μία ΒΑ – ΝΔ παράταξης τάφρο (Feuillet, 2013).

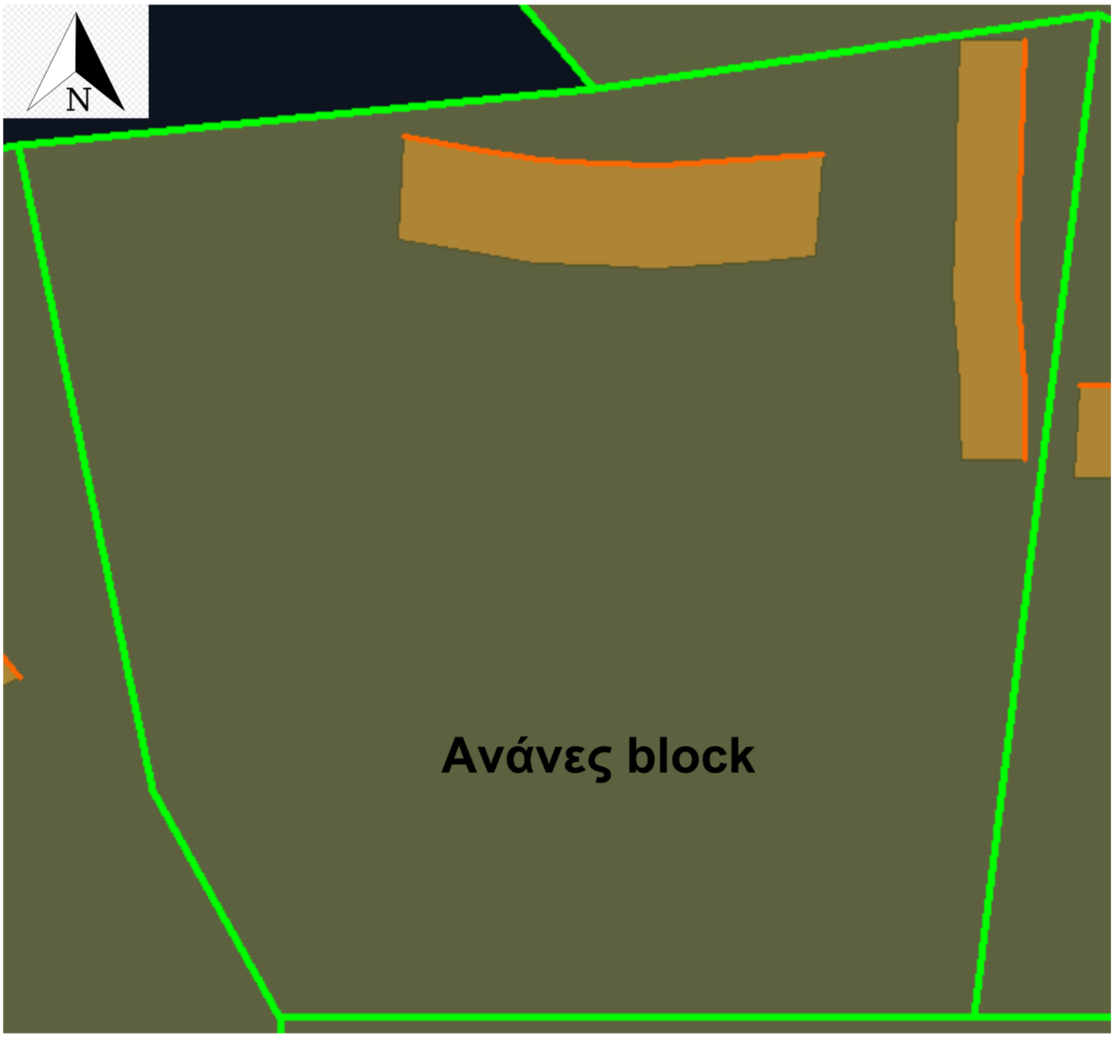


Εικόνα 3.3.6.4.2. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Αστυπάλαια, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).



Εικόνα 3.3.6.4.3. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Χριστιανά, στο οποίο συμπεριλαμβάνεται το Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

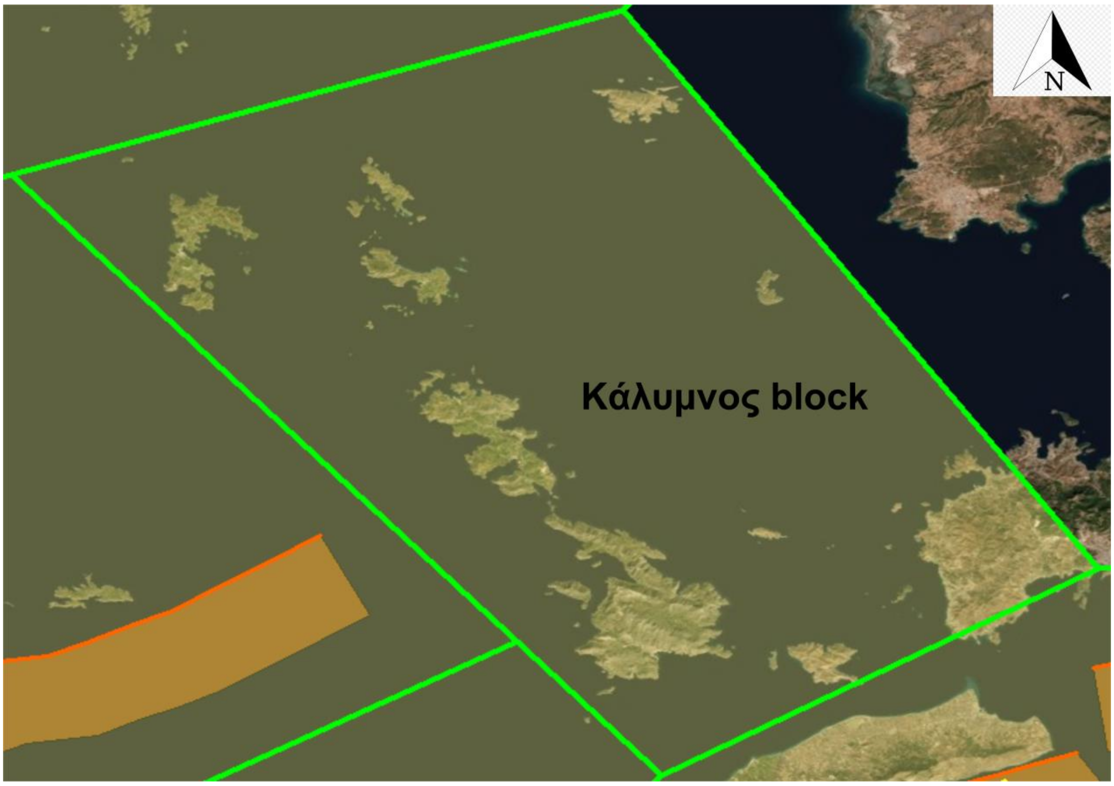
Όσον αφορά τη σεισμικότητα της περιοχής, τα δύο πιο πρόσφατα σεισμικά γεγονότα αποτελούν δύο μεσαίου μεγέθους σεισμούς (M > 5.0), οι οποίοι έλαβαν χώρα στις 26 και 27 Ιανουαρίου 2012, νότια από το ρήγμα Χριστιανά, ενώ ακολούθησαν παλυάριθμοι μετασεισμοί. Οι μηχανισμοί γένεσης υποδεικνύουν ότι αυτά τα γεγονότα σχετίζονται με ΒΒΑ – ΝΝΔ έως ΒΑ – ΝΔ παράταξης, κανονικά ρήγματα (Kiratzi, 2013), επιμηκύνοντας το σύστημα Χριστιανά – Σαντορίνη προς τα νότια και φιλοξενώντας μία ΒΔ – ΝΑ έκταση. Με αυτήν την έκταση φαίνεται ότι είναι συμβατοί και οι μηχανισμοί γένεσης των δύο ισχυρότερων σεισμών (M > 7.0) της περιοχής, οι οποίοι έλαβαν χώρα στις 9 Αυγούστου 1956. Γενικότερα, το ρηξιγενές σύστημα Ίος προεκτείνεται βορειοανατολικά προς την Αμοργό, αλληλεπιδρώντας με τα νότιας κλίσης, κανονικά ρήγματα, τα οποία οριοθετούν προς τα νότια την Αμοργό και τη Λέρο. Ο σεισμός του 1956 θεωρείται ότι διέρρηξε το συνολικά 70 χιλιομέτρων μήκους ρήγμα Ίος, βάση του μεγέθους της διάρρηξης (Okal et al., 2009), της κατανομής της μετασεισμικής ακολουθίας και τους ισοσεισμικούς χάρτες (Papadopoulos & Pavlides, 1992). Αξίζει να σημειωθεί ότι το κύριο γεγονός της 9^{ης} Αυγούστου 1956 (M ≥ 7.5) αποτελεί το μεγαλύτερο του ελληνικού χώρου για τον 20^{ο} αιώνα (Okal et al., 2009), παρά το γεγονός ότι η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από μεσαίου μεγέθους σεισμική δραστηριότητα.



Εικόνα 3.3.6.4.4. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Ανάνες, στο οποίο συμπεριλαμβάνεται το Σύνθετο Ενεργό Ρήγμα (CSS), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

3.3.6.5. Κάλυμνος block

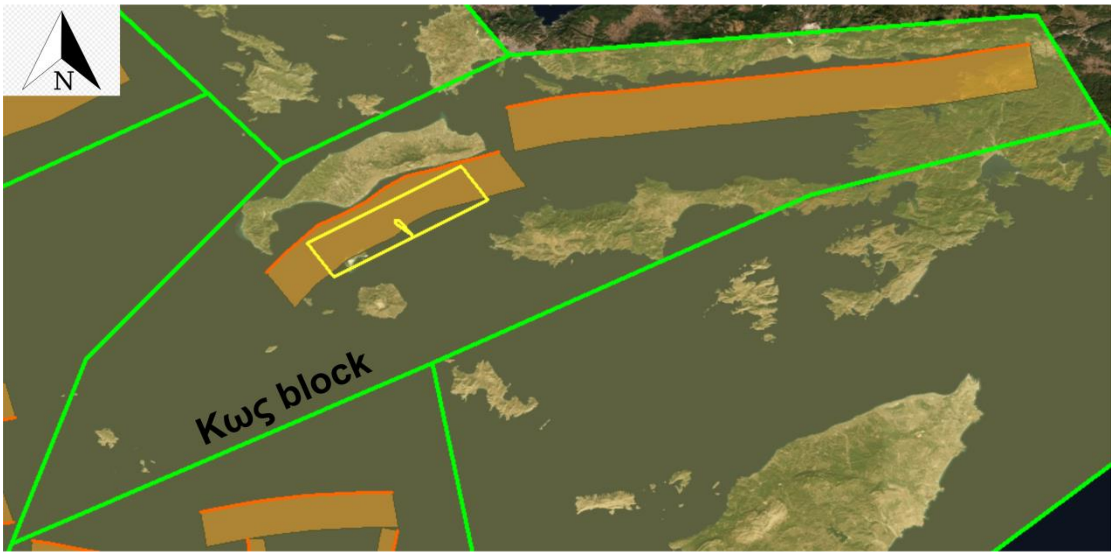
Στο δυτικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία ‘Κάλυμνος block’ (Εικόνα 3.3.6.5.1), στο οποίο δεν περιλαμβάνονται Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Το μεγαλύτερο τμήμα του συγκεκριμένου τεκτονικού τεμάχους είναι υποθαλάσσιο, αλλά παρόλα αυτά εντοπίζονται αρκετά νησιά (Πάτμος, Λειψοί, Λέρος), εκ τον οποίων το μεγαλύτερο είναι η Κάλυμνος, ενώ ένα μικρό τμήμα του τεμάχους εκτείνεται και στην τουρκική περιοχή. Παρά το γεγονός ότι το τεκτονικό τέμαχος ‘Κάλυμνος’ περιβάλλεται από τεκτονικά τεμάχη (Σάμος – Ικαρία block στα βόρεια, Θήρα block στα ανατολικά και Κως block στα νότια) αξιοσημείωτης ενεργού τεκτονικής, εντούτοις το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται πιθανότατα από την απουσία σημαντικών ενεργών τεκτονικών δομών, ενώ κατά τόπους τα υποθαλάσσια δεδομένα είναι ανεπαρκή. Παρόλα αυτά, φαίνεται ότι επηρεάζεται από την τεκτονική δράση των γειτονικών του τεκτονικών τεμαχών, με χαρακτηριστικότερο παράδειγμα το πρόσφατο σεισμικό γεγονός της Κω, το οποίο τοποθετείται νοτιοανατολικά του συγκεκριμένου τεκτονικού τεμάχους. Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι παρόλο που το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος θα μπορούσε να συγχωνευτεί με ένα ή περισσότερα γειτονικά τεκτονικά τεμάχη, προτιμήθηκε να αποτελέσει ένα διαφορετικό τέμαχος, έτσι ώστε να δοθεί έμφαση στο γεγονός ότι στο εσωτερικό μίας πολύ ενεργής τεκτονικά περιοχής, εντοπίζονται τμήματά της με διαφοροποιημένη τεκτονική συμπεριφορά.



Εικόνα 3.3.6.5.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κάλυμνος.

3.3.6.6. Κως block

Στο ανατολικό τμήμα της θάλασσας του Νότιου Αιγαίου, μεταξύ των τεκτονικών τεμαχών ‘Κάλυμνος’, ‘Αστυπάλαια’, ‘Κάρπαθος’ και ‘Ρόδος’, εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία ‘Κως’ (Εικόνα 3.3.6.6.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), σε αυτό το τέμαχος περιλαμβάνονται δύο Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs). Στο σημείο αυτό πρέπει να τονιστεί το γεγονός ότι το τεκτονικό καθεστώς, οι ρηξιγενείς δομές και η σεισμικότητα της Κω και της ευρύτερης περιοχής θα περιγραφούν αναλυτικά σε επόμενο κεφάλαιο, στο οποίο εξετάζεται η περίπτωση της πρόσφατης σεισμικής ακολουθίας του 2017, η οποία έπληξε τη συγκεκριμένη περιοχή. Ωστόσο, θεωρείται απαραίτητο να επισημανθεί το γενικό πλαίσιο του τεκτονικού καθεστώτος της συγκεκριμένη περιοχής.



Εικόνα 3.3.6.6.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κως, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

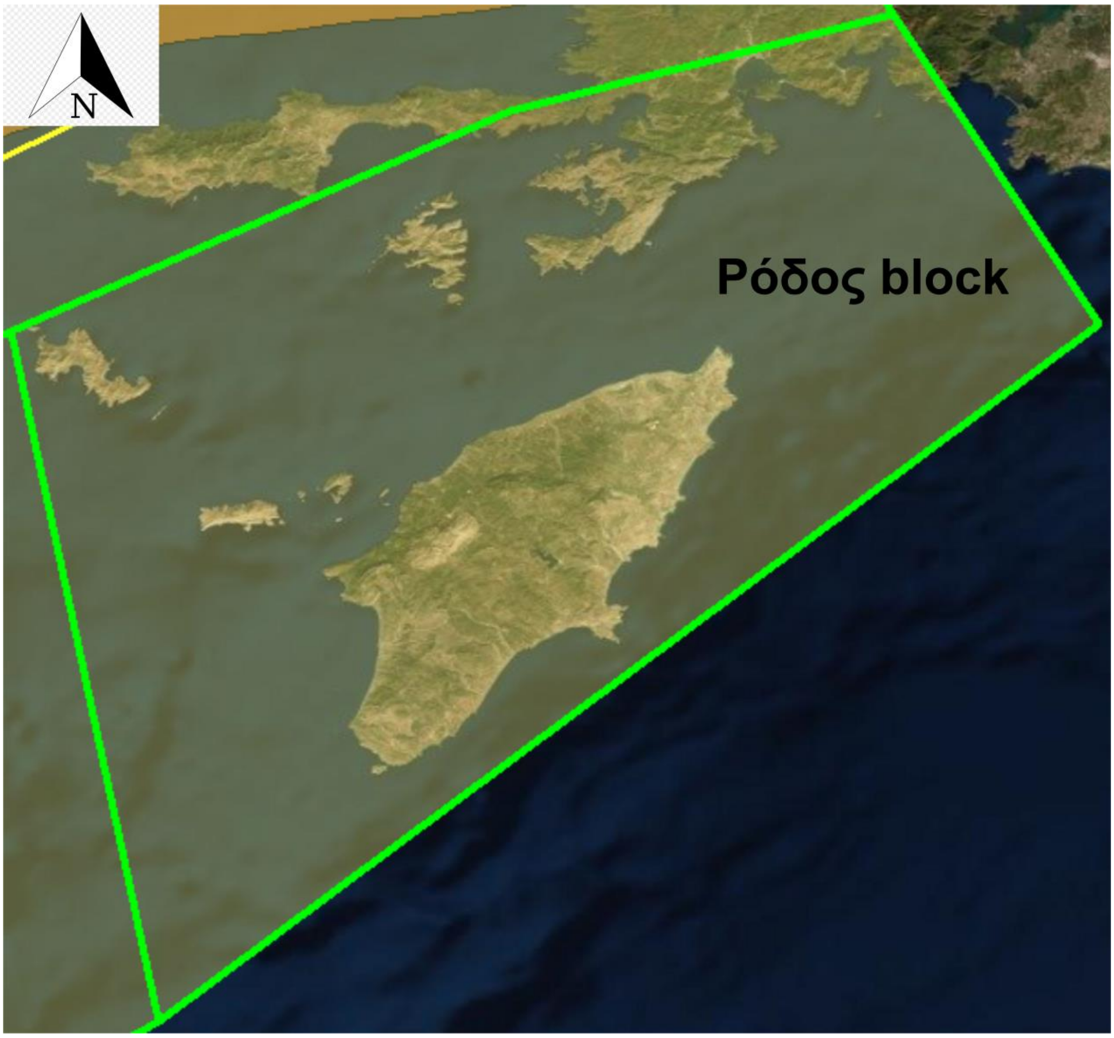
Αρχικά, το τεκτονικό τέμαχος ‘Κως’ περιλαμβάνει, εκτός από την Κω και την υποθαλάσσια περιοχή της, και τον κόλπο Gökova, ο οποίος τοποθετείται στα δυτικά παράλια της Τουρκίας. Όσον αφορά το γεωτεκτονικό καθεστώς της περιοχής, το ανατολικό τμήμα του Αιγαίου, στο οποίο συμπεριλαμβάνεται και το τεκτονικό τέμαχος ‘Κως’, χαρακτηρίζεται από την παρουσία Β – Ν διαστολής, με τους ετήσιους ρυθμούς παραμόρφωσης να κυμαίνονται μεταξύ 50 και 140 nano-strain (Aktug et al., 2009). Η υποθαλάσσια περιοχής της Κω χαρακτηρίζεται από την παρουσία ΑΒΑ – ΔΝΔ, ΑΝΑ – ΔΒΔ, Β – Ν, Α – Δ και ΒΑ – ΝΔ παράταξης τεκτονικών δομών (Nomikou & Papanikolaou, 2010; Pe-Piper et al., 2005), εκ των οποίων οι τελευταίες είναι ενεργές και αποτελούν αριστερόστροφα ρήγματα. Στη χερσαία περιοχή εντοπίζονται ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης, κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, μήκους 20 χιλιομέτρων, οι οποίες οριοθετούν το όρος Δίκαιος (Nomikou et al., 2018). Όσον αφορά την τουρκική περιοχή, ο κόλπος Gökova αποτελεί μία πρόσφατης ηλικίας (Ανώτερο Πλειόκαινο – Κατώτερο

Πλειστόκαινο), Α – Δ παράταξης, τεκτονική τάφρο (Yilmaz et al., 2000), με τις κύριες ρηξιγενείς δομές που εντοπίστηκαν να αποτελούν ΒΔ – ΝΑ, Α – Δ και ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης ρήγματα (Tur et al., 2015), ενώ ορισμένες από αυτές εκτείνονται και στο χερσαίο τμήμα της τουρκικής περιοχής. Όσον αφορά τη σεισμικότητα, η περιοχή χαρακτηρίζεται από την εκδήλωση ισχυρών σεισμών, εκ των οποίων ο πιο πρόσφατος έλαβε χώρα στις 20 Ιουλίου 2017 (M_w = 6.6) και θα αναλυθεί εκτενώς σε επόμενο κεφάλαιο.

3.3.6.7. Ρόδος block

Στη νοτιοανατολική περιοχή του Νότιου Αιγαίου προσδιορίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία 'Ρόδος block' (Εικόνα 3.3.6.7.1), στο οποίο δε συμπεριλαμβάνονται Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Εκτός από το υποθαλάσσιο τμήμα, στο συγκεκριμένο τέμαχος καταλαμβάνεται μεγάλη έκταση και από το νησί της Ρόδου, ενώ συμπεριλαμβάνεται και ένα τμήμα της νοτιοδυτικής Τουρκίας. Παρά το γεγονός ότι το τεκτονικό τέμαχος 'Ρόδος' περιβάλλεται από τα τεκτονικά τεμάχη 'Κως' (βόρεια) και 'Κάρπαθος' (δυτικά), τα οποία χαρακτηρίζονται από τη σημαντική παρουσία ενεργών τεκτονικών δομών, εντούτοις οι δομές αυτού του τύπου απουσιάζουν από το τεκτονικό τέμαχος 'Ρόδος'.

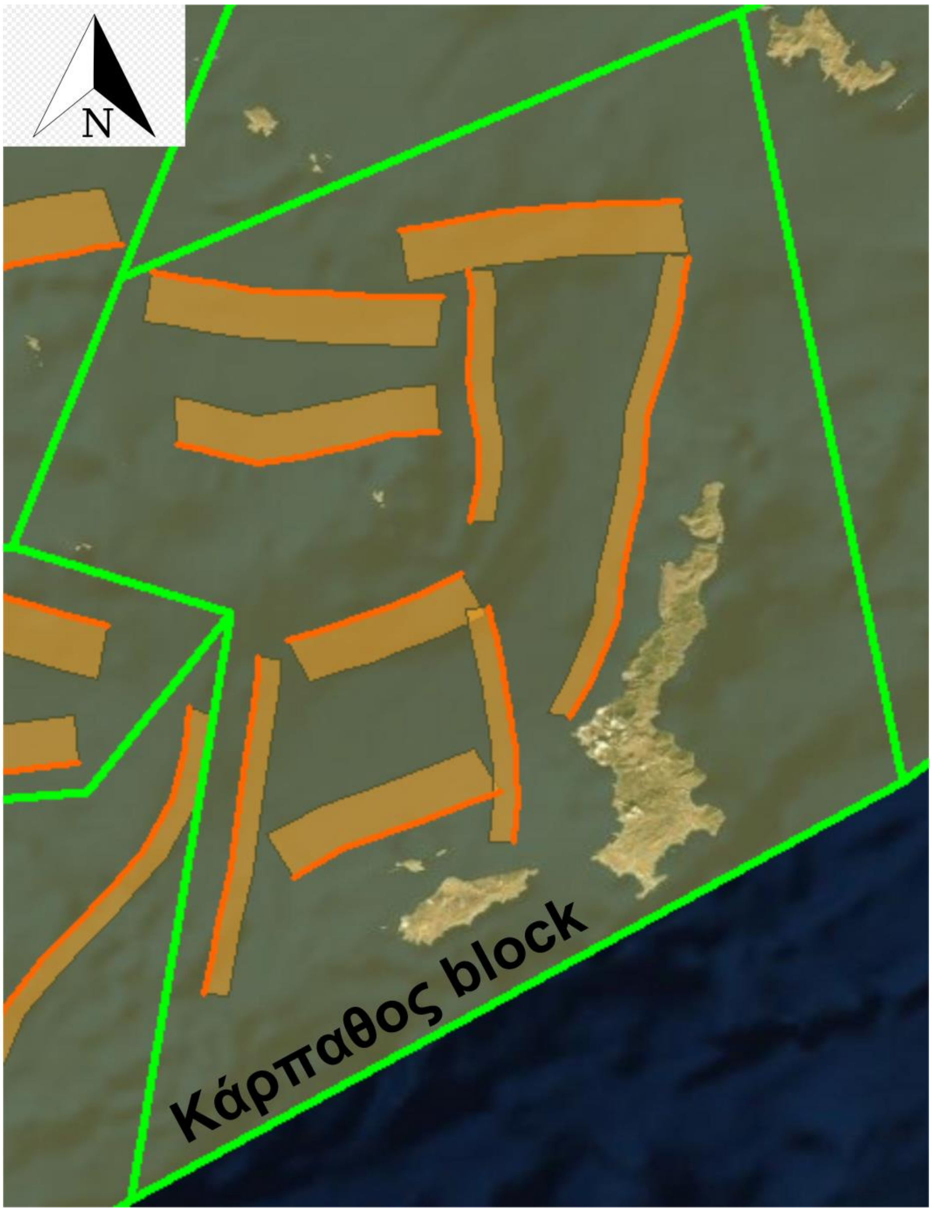
Όσον αφορά το χερσαίο τμήμα, παρόλο που στο νησί της Ρόδου εντοπίζονται αξιοσημείωτες προ-αλπικές και αλπικές δομές, η παρουσία σημαντικών νεοτεκτονικών δομών είναι σχεδόν μηδενική. Ωστόσο, η συγκεκριμένη περιοχή συνδέεται με την παρουσία σεισμικών γεγονότων. Τα γεωλογικά και σεισμολογικά δεδομένα υποδεικνύουν το γεγονός ότι οι ισχυροί σεισμοί που επηρεάζουν τη Ρόδο σχετίζονται με μία κύρια ζώνη επώθησης, η οποία ελέγχει μία, μεγαλύτερη των 3 χιλιομέτρων, βαθειά, υποθαλάσσια λεκάνη, νοτιοανατολικά της Ρόδου, παράγοντας περιστασιακά μία σεισμική ανύψωση κατά μήκος της νότιας ακτής (Kontogianni et al., 2002; Pirazzoli et al., 1989; Stiros et al., 2006). Ο ισχυρός σεισμός του 1863 (M = 7.5) σχετίζεται με τη συγκεκριμένη λεκάνη, η οποία ωστόσο, δε συμπεριλαμβάνεται εντός της περιοχής μελέτης.



Εικόνα 3.3.6.7.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Ρόδος.

3.3.6.8. Κάρπαθος block

Στο νοτιοανατολικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου, μεταξύ των νησιών της Ρόδου και της Κρήτης ορίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος με την ονομασία ‘Κάρπαθος block’ (Εικόνα 3.3.6.8.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), αυτό το τεκτονικό τέμαχος χαρακτηρίζεται από την παρουσία εννέα Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), με ορισμένα από αυτά να συνδέονται με την εκδήλωση σεισμικών γεγονότων. Το μεγαλύτερο τμήμα του συγκεκριμένου τεκτονικού τεμάχους είναι υποθαλάσσιο, αλλά παρόλα αυτά το χερσαίο τμήμα αντιπροσωπεύεται από δύο σημαντικού μεγέθους νησιά, την Κάρπαθο και την Κάσο. Λόγω του γεγονότος ότι το σύνολο των ενεργών ρηγμάτων του συγκεκριμένου τεκτονικού τεμάχους είναι υποθαλάσσια, με αποτέλεσμα να απουσιάζουν οι γεωλογικές παρατηρήσεις, αλλά και της έλλειψης λεπτομερών βαθυμετρικών δεδομένων, η ανάλυση των ρηξιγενών δομών αυτού του τεκτονικού τεμάχους βασίζεται αποκλειστικά σε σεισμολογικά δεδομένα.



Εικόνα 3.3.6.8.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κάρπαθος, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς, στην περιοχή αυτή υπάρχουν καταγεγραμμένα σεισμικά γεγονότα, τα οποία εντοπίζονται σε βάθη μεταξύ 5 και 20 χιλιομέτρων, υποδεικνύοντας ότι η περιοχή υπόκειται σε μία Α – Δ έως ΒΒΔ – ΝΝΑ εκτατική παραμόρφωση (Bohnhoff et al., 2005). Λαμβάνοντας υπόψη τα σεισμικά γεγονότα τις περιόδου 2004 – 2018, δύο σμήνη σεισμών εντοπίζονται κοντά στο νησί της Καρπάθου και ειδικότερα το πρώτο σμήνος τοποθετείται στη ΒΔ Κάρπαθο, με τους περιλαμβανόμενους σεισμούς να παρουσιάζουν υποκεντρικά βάθη από 10 έως 25 χιλιόμετρα, ενώ βάση των επιλύσεων του τανυστή ροπής προκύπτει ότι η σεισμικότητα αυτή ήταν το αποτέλεσμα της δράσης ενός κλίσης προς τα ανατολικά (38 – 67 μοίρες) κανονικού ρήγματος (KAF1) (Andinisari et al., 2020). Η επανατοποθέτηση της σεισμικής ακολουθίας σε αυτήν την περιοχή κατανέμεται στα ανατολικά του προαναφερόμενου ρήγματος, υποδεικνύοντας ότι κλίνει προς τα ανατολικά. Το δεύτερο σμήνος τοποθετείται βόρεια της Καρπάθου και βρίσκεται κοντά σε ένα δεύτερο κανονικό, κλίσης προς τα δυτικά, ρήγμα (KAF2), αποτελώντας το δυτικό όριο της τεκτονικής τάφρου Gökova – Νίσυρος – Κάρπαθος και προκαλώντας την ανύψωση της δυτικής ακτής της Καρπάθου (Andinisari et al., 2020). Με βάση την υποκεντρική κατανομή και τις διαθέσιμες επιλύσεις του τανυστή ροπής προκύπτει το γεγονός ότι το δεύτερο σμήνος σεισμών οφείλεται σε ένα κλίσης προς τα ανατολικά (46 – 58 μοίρες), κανονικό ρήγμα (KAF3) (Andinisari et al., 2020).

Σχετικά με τα σημαντικά σεισμικά γεγονότα της περιοχής, το προαναφερόμενο σεισμικό ρήγμα KAF1σχετίζεται πιθανότατα με το μεσαίο σεισμό της 21ης Ιουνίου 1942 (M_w = 5.5), ενώ το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος αυτού του ρήγματος είναι 6.7 (Andinisari et al., 2020). Ωστόσο, ο ισχυρότερος σεισμός (M = 7.3) της περιοχής αυτής συνέβη στις 9 Φεβρουαρίου 1948 σε κοντινή απόσταση από το KAF2 (περίπου 10 χιλιόμετρα), με το εκτιμώμενο υπόκεντρο να είναι τοποθετημένο σε βάθος 60 χιλιομέτρων (Ebeling et al., 2012) και τον τανυστή ροπής να οδηγεί σε μία επίλυση, όπου υποδεικνύεται ένα Α – Δ παράταξης ανάστροφο ρήγμα, γεγονός το οποίο φαίνεται ότι σχετίζεται με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την αντίστοιχη του Αιγαίου (Andinisari et al., 2020), και όχι με το ρήγμα KAF2.

3.3.6.9. Αντικύθηρα – Βορειοδυτική Κρήτη block

Στο νοτιοδυτικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία 'Αντικύθηρα – Βορειοδυτική Κρήτη block' (Εικόνα 3.3.6.9.1). Το συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος τοποθετείται νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου και νότια – νοτιοανατολικά των Κυκλάδων, καταλαμβάνοντας ουσιαστικά τον υποθαλάσσιο χώρο μεταξύ Πελοποννήσου και Κρήτης, ενώ χαρακτηρίζεται από την παρουσία πέντε Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), όπως προκύπτει από Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Επιπλέον, στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος υπάρχει καταγεγραμμένη η εκδήλωση ισχυρών σεισμών.

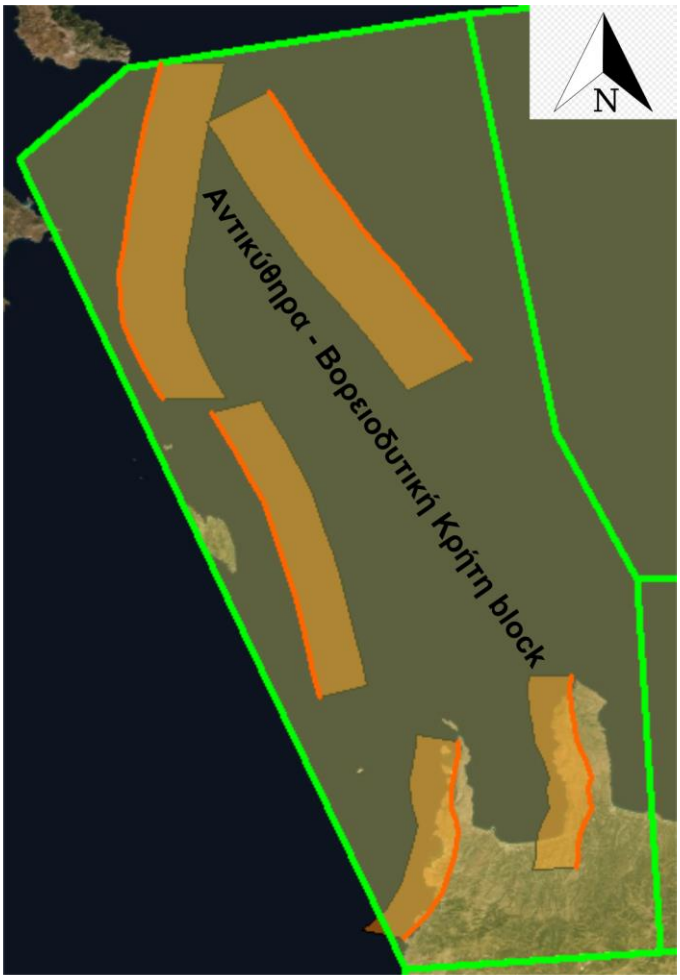
Όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς, η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από μία ομοιομορφία των διευθύνσεων έκτασης του ελάχιστου άξονα τάσης (σ_3), παρουσιάζοντας τιμές 076±20 μοιρών, οι οποίες ουσιαστικά εκφράζουν μία επικρατούσα ΑΒΑ – ΔΝΔ έως Α – Δ έκταση που αναπτύχθηκε κατά την περίοδο του Ανώτερου Καινοζωικού (Lyberis et al., 1982).

Σχετικά με τις ρηξιγενείς δομές, τόσο στην ευρύτερη περιοχή αλλά και ειδικότερα στα Κύθηρα και τη Δυτική Κρήτη εντοπίζονται περίπου Α – Δ παράταξης, κανονικά ρήγματα, τα οποία επηρεάζουν τα πλειοκαινικά ιζήματα. Πιο συγκεκριμένα, αυτά τα ρήγματα, είτε έχουν επανενεργοποιηθεί ως πλάγιας ολίσθησης ρήγματα, όντας σε συμφωνία με την κύρια ΑΒΑ – ΔΝΔ έκταση, είτε τέμνονται από μεγάλου μήκους ΒΔ – ΝΑ ή Β – Ν παράταξης, κανονικά ρήγματα (Lyberis et al., 1982). Ως εκ τούτου, το συγκεκριμένο Α – Δ παράταξης, σύστημα κανονικών ρηγμάτων είναι παλαιότερο από τα ΒΔ – ΝΑ ή Β – Ν παράταξης, κανονικά ρήγματα (Lyberis et al., 1982). Συνεπώς, στην περιοχή των Αντικυθήρων κυριαρχούν κανονικά ρήγματα, τα οποία διακρίνονται σε δύο οικογένειες. Η πρώτη οικογένεια έχει ΒΔ – ΝΑ έως ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξη, διατρέχοντας παράλληλα τον άξονα της υποθαλάσσιας ράχης και ελέγχοντας τη γενική μορφολογία, ενώ η δεύτερη οικογένεια χαρακτηρίζεται από Β – Ν έως ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξη και βρίσκεται πλάγια τοποθετημένη στον προαναφερόμενο άξονα, ορίζοντας τη μορφολογία των χερσονήσων στη βορειοδυτική Κρήτη και διαμορφώνοντας τη δομή της περιοχής των Αντικυθήρων (Kokinou & Kamberis, 2009; Lyberis et al., 1982). Παρά το γεγονός ότι τα Β – Ν παράταξης ρήγματα τέμνουν τα αντίστοιχα της ΒΔ – ΝΑ παράταξης, θεωρείται ότι και τα δύο συστήματα δρουν κατά το Πλειόκαινο.

Η ανάλυση της υποθαλάσσιας ράχης, η οποία αποτελεί το σημαντικότερο τεκτονικό στοιχείο αυτού του τεμάχους, χαρακτηρίζεται από ΒΒΔ – ΝΝΑ (περίπου 150 μοίρες) παράταξη και πλάτος μεταξύ 10 (στην περιοχή των Αντικυθήρων) και 25 (στην περιοχή των Κυθήρων) χιλιομέτρων, ενώ επιπρόσθετα οριοθετείται από Β – Ν έως ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης ρηξιγενή πρανή, ύψους 200 έως 1000 μέτρων, στην ανατολική πλευρά (δυτική θάλασσα της Κρήτης) (Kokinou & Kamberis, 2009; Lyberis et al., 1982). Ως εκ τούτου, οι κύριες οικογένειες ρηγμάτων χαρακτηρίζονται από ΒΔ – ΝΑ και Β – Ν παρατάξεις. Επιπρόσθετα, η περιοχή μεταξύ Αντικυθήρων και Γραμβούσας καταλαμβάνεται από μία σειρά ΒΑ – ΝΔ παράταξης, μεγάλων πρανών, ύψους μέχρι

700 μέτρων. Στη δυτική πλευρά, η ράχη οριοθετείται από ένα ΒΒΔ – ΝΝΑ έως ΒΔ – ΝΑ παράταξης σύστημα ρηξιγενών πρανών, με τις Β – Ν παρατάξεις να είναι σχετικά σπάνιες (Kokinou & Kamberis, 2009; Lyberis et al., 1982).

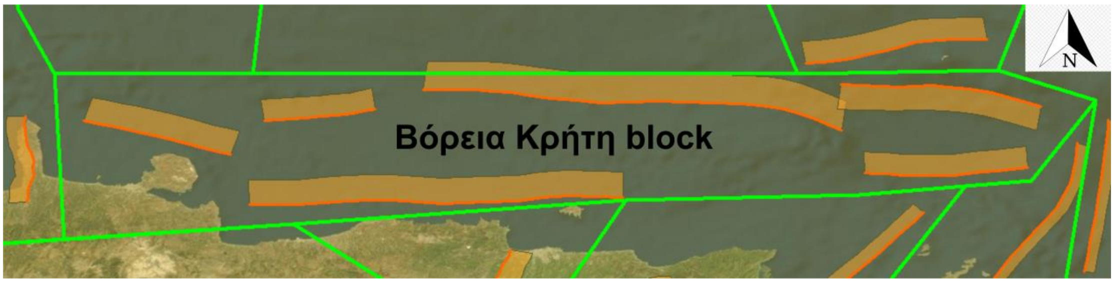
Όσον αφορά τη σεισμικότητα, στη συγκεκριμένη περιοχή εντοπίζεται το σεισμικό γεγονός της 8ης Ιανουαρίου 2006, μεγέθους $M_w = 6.7$ (Konstantinou et al., 2006), ενώ στην ευρύτερη περιοχή έχουν σημειωθεί πέντε ισχυροί σεισμοί κατά τη διάρκεια του 20ου αιώνα: το 1903 (M = 7.5), 1910 (M = 7.0), 1926 (M = 7.2), 1927 (M = 6.0) και 1932 (M = 6.2) (Papazachos & Papazachou, 2003).



Εικόνα 3.3.6.9.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κως, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

3.3.6.10. Βόρεια Κρήτη block

Στην υποθαλάσσια περιοχή, η οποία εκτείνεται στο νότιο τμήμα του Νότιου Αιγαίου, βόρεια της Κρήτης, εντοπίζεται το ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) με την ονομασία 'Βόρεια Κρήτη block' (Εικόνα 3.3.6.10.1). Σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), σε αυτό το τεκτονικό τέμαχος έχουν προσδιοριστεί έξι Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs). Το τεκτονικό τέμαχος 'Βόρεια Κρήτη' περιλαμβάνει, ένα σημαντικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους, όπου εμφανίζονται τα βασικότερα τεκτονικά στοιχεία, καθώς και ένα μικρό ηπειρωτικό τμήμα της βορειοδυτικής Κρήτης. Παρά το γεγονός ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από την παρουσία ισχυρών σεισμικών γεγονότων, εντούτοις στο συγκεκριμένο τεκτονικό τέμαχος δεν εντοπίζεται κάποιος σημαντικός σεισμός.



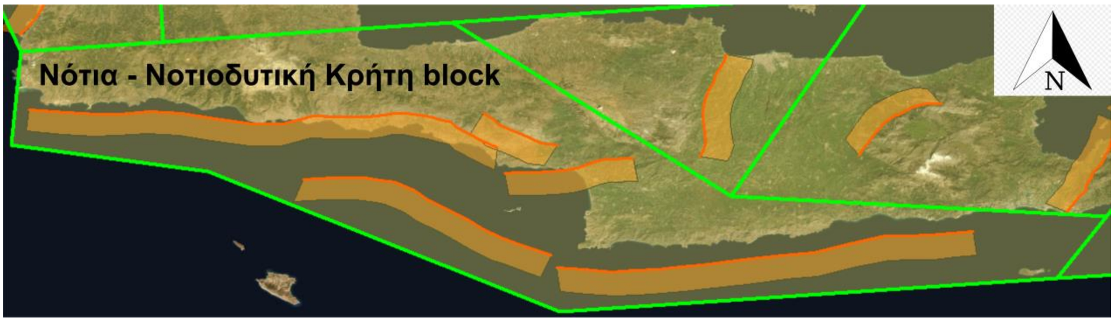
Εικόνα 3.3.6.10.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Βόρεια Κρήτη, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, όσον αφορά το γεωτεκτονικό καθεστώς, η υποθαλάσσια περιοχή βόρεια της Κρήτης κυριαρχείται από Β – Ν διεύθυνσης, εκτατική τεκτονική, ηλικίας Άνω Μειόκαινου, η οποία μεταβάλλεται σταδιακά σε ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης από το Άνω Πλειόκαινο, κάθετα στον κλάδο του Ιόνιου της ελληνικής τάφρου, όπου πραγματοποιείται η καθαρή κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών (Mascle & Martin, 1990). Οι πρώην Α – Δ παράταξης δομές περιστράφηκαν ελαφρώς κατά μία ΑΝΑ – ΔΝΔ διεύθυνση προοδευτικά και ενεργοποιήθηκαν ως διεφελκυστικά στοιχεία (Mascle & Martin, 1990). Η θάλασσα του Αιγαίου μπορεί να θεωρηθεί ως ένα εκτατικό ηπειρωτικό πεδίο, το οποίο διαιρείται σε αρκετά ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης, επιμηκυμένα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία, εκ των οποίων όλα είναι ανεξάρτητα μεταξύ τους και κινούνται προοδευτικά προς τα νοτιοδυτικά (Mascle & Martin, 1990; Sakellariou et al., 2013).

Σχετικά με τα τεκτονικά στοιχεία, μορφολογικά, η υποθαλάσσια περιοχή βόρεια της Κρήτης αποτελεί μία ορθογώνια λεκάνη και διαχωρίζει το εξωτερικό ελληνικό τόξο από το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο, παρουσιάζοντας τα μεγαλύτερα βάθη στο ανατολικό τμήμα της (2500 μέτρα), η τιμή των οποίων ελαττώνεται σταδιακά στο κεντρικό (1800 μέτρα) και το δυτικό (1300 μέτρα) τμήμα της (Angelier et al., 1982). Η χρήση προφίλ σεισμικής ανάκλασης έχει αποδείξει ότι η μορφολογία της θάλασσας της Κρήτης επηρεάζεται από κανονικά ρήγματα, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνεται από την παρουσία υποθαλάσσιων ρηξιγενών πρανών (αποτελούν προεκτάσεις των ηπειρωτικών πρανών), που διαμορφώνονται από κανονικά ρήγματα στο βορειοανατολικό και βορειοδυτικό, ηπειρωτικό τμήμα της Κρήτης, παρουσιάζοντας κλίσεις που κυμαίνονται μεταξύ 10% και 70% (Angelier et al., 1982). Οι κύριες διευθύνσεις αυτών των πρανών είναι ΒΒΔ – ΝΝΑ στις λεκάνες του δυτικότερου τμήματος και Α – Δ στο κεντρικό τμήμα, όπου οι ίδιας παράταξης ρηξιγενής ζώνες που τα συνοδεύουν, χαρακτηρίζονται από σημαντικό μήκος, καταλαμβάνοντας ταυτόχρονα το μεγαλύτερο τμήμα της θάλασσας της Κρήτης (Angelier et al., 1982). Στο δυτικό και το ανατολικό τμήμα της περιοχής, οι προεκτάσεις των προαναφερόμενων Α – Δ παράταξης ρηξιγενών δομών μεταβάλλονται, παρουσιάζοντας ΒΔ – ΝΑ και ΒΑ – ΝΔ παρατάξεις, αντίστοιχα, ενώ στο ανατολικότερο τμήμα, τα ρηξιγενή πρανή παρουσιάζουν ΒΒΑ – ΝΝΔ παρατάξεις (Angelier et al., 1982).

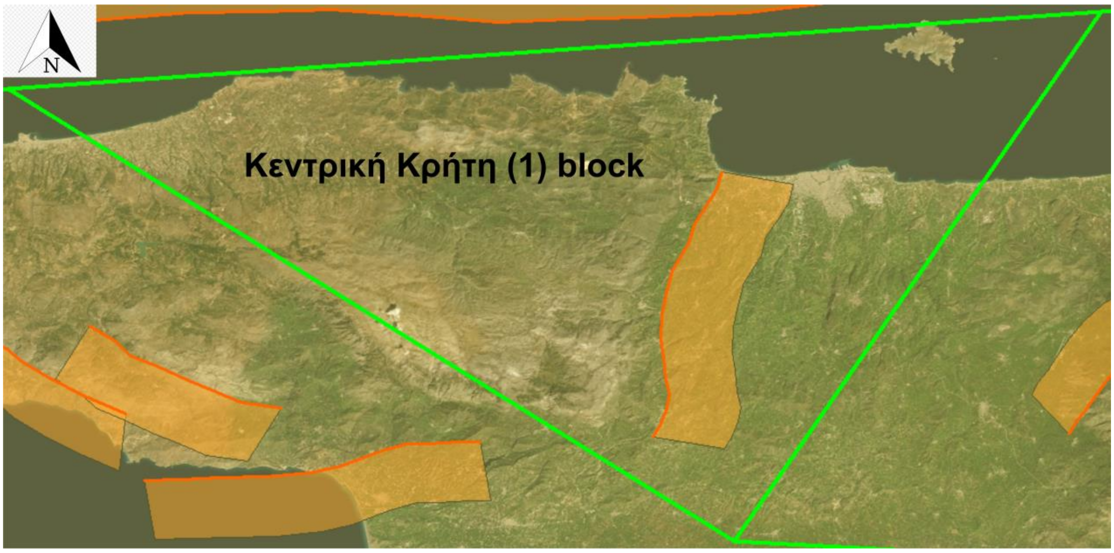
3.3.6.11. Νότια - Νοτιοδυτική Κρήτη block – Κεντρική Κρήτη (1) block – Κεντρική Κρήτη (2) block – Ανατολική Κρήτη block

Η περιοχή του νοτιότερου τμήματος του Νότιου Αιγαίου, αλλά και γενικότερα του ελληνικού χώρου, καταλαμβάνεται από το νησί της Κρήτης, η οποία έχει διαιρεθεί σε τέσσερα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη που φέρουν τις ονομασίες ‘Νότια - Νοτιοδυτική Κρήτη block’, ‘Κεντρική Κρήτη (1) block’, ‘Κεντρική Κρήτη (2) block’ και ‘Ανατολική Κρήτη block’ (Εικόνες 3.3.6.11.1, 3.3.6.11.2, 3.3.6.11.3 και 3.3.6.11.4). Το ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη ‘Νότια - Νοτιοδυτική Κρήτη’, ‘Κεντρική Κρήτη (1)’, ‘Κεντρική Κρήτη (2)’ και ‘Ανατολική Κρήτη’ χαρακτηρίζονται από την παρουσία πέντε, ενός, τριών και τριών Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs), αντίστοιχα, σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών ρηγμάτων (GreDaSS), τα οποία τοποθετούνται κατά κύριο λόγο στο ηπειρωτικό τμήμα της Κρήτης, πολλά εκ των οποίων επεκτείνονται και στην υποθαλάσσια περιοχή. Η διάκριση τεσσάρων διαφορετικών τεκτονικών τεμαχών, θεωρήθηκε απαραίτητη γι αυτό το τμήμα του Νότιου Αιγαίου, παρά το κοινό τεκτονικό καθεστώς, λόγω του γεγονότος ότι οι περιλαμβανόμενες ρηξιγενείς δομές παρουσιάζουν μεταξύ τους διαφορετικά γεωμετρικά, κατά κύριο λόγο, χαρακτηριστικά.



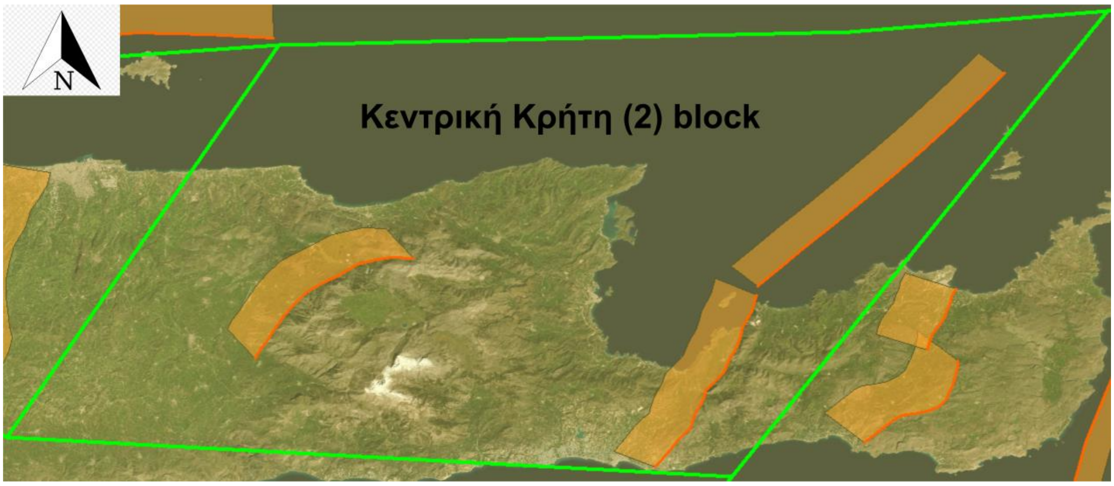
Εικόνα 3.3.6.11.1. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Νότια - Νοτιοδυτική Κρήτη, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Αρχικά, όσον αφορά τη γεωτεκτονική θέση και εξέλιξη, η Κρήτη τοποθετείται στο νοτιότερο τμήμα του Ελληνικού τόξου στην υπερκείμενη πλάκα της υποβύθισης Αφρικής – Αιγαίου, αποτελώντας μία από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές στην Ανατολική Μεσόγειο, παρουσιάζοντας τα αποτελέσματα της Άνω Τεταρτογενούς τεκτονικής που εκφράζεται από την τοπική ανύψωση και την παρουσία κανονικών ρηξιγενών ζωνών. Στην περιοχή της ελληνικής τάφρου, νότια της Κρήτης, οι επιλύσεις των επιφανειών των ρηγμάτων (Delibasis et al., 1999; Jost et al., 2002; Kiratzi & Louvari, 2003; Lyon-Caen, 1987; Pondrelli et al., 2002; Taymaz et al., 1990) υποδεικνύουν μία ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνση συμπίεσης, αλλά εντός του νησιού εντοπίζονται ΑΝΑ – ΔΒΔ και γενικότερα Β – Ν διεύθυνσης εκτάσεις, οι οποίες σχετίζονται με διαρρήξεις κατά μήκος κανονικών και πλάγιας ολίσθησης ρηγμάτων (Caputo et al., 2010). Επιπλέον, η προκαλούμενη, λόγω του τεκτονικού καθεστώτος, τεκτονική ανύψωση ξεκίνησε πριν από περίπου 0,6 εκατομμύρια χρόνια, όπως υποδεικνύεται από μέσο – άνω πλειστοκαινικά, υποθαλάσσια τεκτονοστρωματογραφικά πεδία (Gaki-Papanastassiou et al., 2009; Le Pichon & Angelier, 1979), ενώ η παρουσία των κανονικών ρηγμάτων είναι τόσο υποθαλάσσια (Alves et al., 2007; Leite & Mascle, 1982; Le Pichon et al., 2002) όσο και ηπειρωτική και συνοδεύονται από 10 – 20 χιλιομέτρων μήκους διακριτά ρηξιγενή τμήματα, τα οποία επηρεάζουν τις αλπικές, τεκτονικές μονάδες ζώνης (Armijo et al., 1992; Caputo et al., 2006; Fassoulas, 1999; Monaco & Tortorici, 2004; Le Pichon & Angelier, 1979). Ειδικότερα, οι συγκεκριμένες δομές εκτείνονται κατά μήκος των κύριων μετώπων των βουνών και οριοθετούν τις κύριες τεταρτογενείς λεκάνες, παρουσιάζοντας μία ολοκαινική μορφολογία, η οποία σχετίζεται με τη μεταπαγετώδη δραστηριότητά τους, ενώ η αντίστοιχης ηλικίας σεισμική δραστηριότητα εντοπίζεται από την επίδραση αυτών των κανονικών ρηγμάτων στους παλαιότερους γεωλογικούς σχηματισμούς (Armijo et al., 1992; Benedetti et al., 2002; Caputo et al., 2006; Fassoulas, 2001; Lyon-Caen, 1987; Monaco & Tortorici, 2004; Mouslopoulou et al., 2001; Papanikolaou & Roberts, 2007; Stewart & Hancock, 1991).



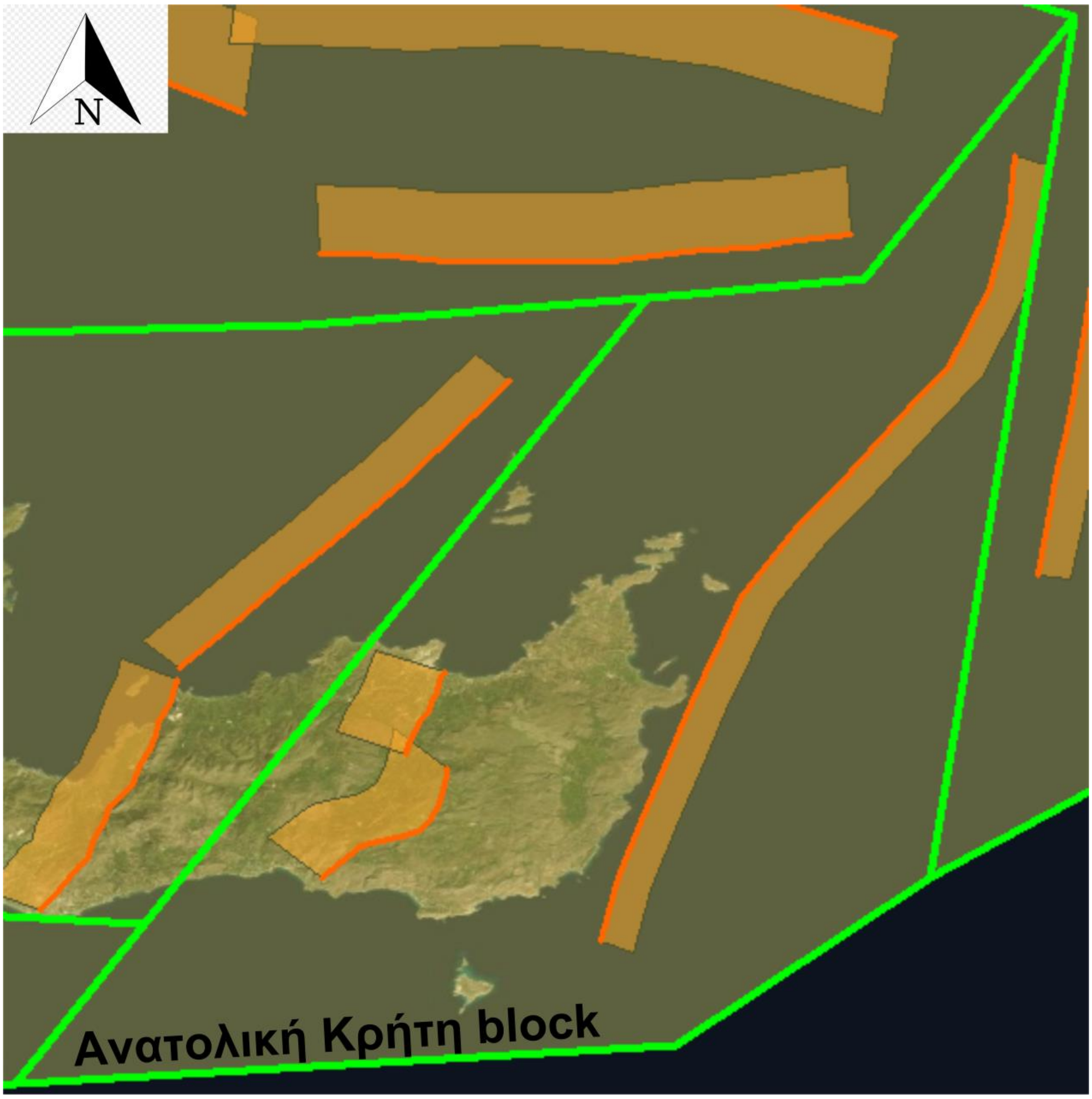
Εικόνα 3.3.6.11.2. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κεντρική Κρήτη (1), στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Η τεταρτογενής ανύψωση αποτελεί μία από τις σημαντικότερες τεκτονικές διεργασίες που έλαβαν χώρα στην Κρήτη, αποτελώντας μία συνέπεια της προαναφερόμενης ηπειρωτικής σύγκρουσης και την υποχώρηση της Αφρικανικής πλάκας (Brun & Faccenna, 2008; Meier et al., 2004, 2007). Ειδικότερα, η τεκτονική ανύψωση συνεχίστηκε κατά τη διάρκεια ολόκληρου του Άνω Τεταρτογενούς, όπως καταγράφηκε κατά μήκος των ανυψωμένων ολοκαινικών παλαιοακτογραμμών (Pirazzoli et al., 1982; Shaw et al., 2008) της νότιας ακτής του νησιού, ενώ ταυτόχρονα σχετίζεται και με τις αλλαγές στο επίπεδο της θάλασσας (Gaki-Papanastassiou et al., 2009; Le Pichon & Angelier, 1979) και ως εκ τούτου η κατανομή του θαλάσσιου τεκτονοστρωματογραφικού πεδίου μπορεί να υποδείξει τόσο την τοπική ανύψωση όσο και τη σχετιζόμενη με ρήγματα κατακόρυφη παραμόρφωση (Caputo et al., 2010). Λαμβάνοντας υπόψη την ανύψωση που επηρεάζει τη δυτική Κρήτη εξαιτίας της προκαλούμενης από τα ρήγματα παραμόρφωσης (Papadimitriou & Karakostas, 2008; Pirazzoli et al., 1996; Shaw et al., 2008; Stiros, 2001), εκτιμήθηκε ότι η τιμή της ετήσιας ανύψωσης ολόκληρου του νησιού είναι 0,4±0,1 χιλιοστά.



Εικόνα 3.3.6.11.3. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Κεντρική Κρήτη (2), στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Σχετικά με το τεκτονικό καθεστώς, η Κρήτη χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενός μεγάλου αριθμού, κυρίως ολίσθησης κατά κλίση, κανονικών ρηγμάτων, τα οποία παρουσιάζουν πολύ πρόσφατη δραστηριότητα, ηλικίας Άνω Τεταρτογενούς, και εντοπίζονται κατά μήκος δύο κύριων συστημάτων, παράταξης ΔΒΔ – ΑΝΑ και ΒΒΑ – ΝΝΔ (Caputo et al., 2010). Τα συγκεκριμένα ρήγματα διαχωρίζουν τους μεσοζωικούς, ανθρακικούς σχηματισμούς από τους αντίστοιχους μεταμορφωμένους, ενώ επιπρόσθετα συνδέονται με την παρουσία πολλών μέτρων ύψους και αρκετών χιλιομέτρων μήκους, απότομης κλίσης, τεκτονικών πρανών, τα οποία οδηγούν στο σχηματισμό χαρακτηριστικών, σχετικά μη αποσαθρωμένων, ανοικτού χρώματος περιοχών (Caputo et al., 2010).



Εικόνα 3.3.6.11.4. Ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (block) Ανατολική Κρήτη, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), σύμφωνα με την Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS).

Επιπρόσθετα, ορισμένα ιστορικά συσεισμικά τεκτονικά πρανή είναι πιθανό να παρουσιάσουν επανάληψη της διάρρηξης μορφογενετικών σεισμών κατά μήκος του ίδιου ρήγματος, εφόσον υπάρχουν ευνοϊκές συνθήκες (σταθερές κλίσεις), η οποία δρα αθροιστικά, λόγω του γεγονότος ότι η τεκτονική δραστηριότητα είναι γρηγορότερη της διάβρωσης του τεκτονικού πρανούς, οδηγώντας τελικά στη δημιουργία απότομων, αρκετών μέτρων ύψους, γραμμικών, τεκτονικών πρανών που χαρακτηρίζονται από μία πολύ απότομη μορφολογία, διατρέχοντας ταυτόχρονα τη βάση των μετώπων των βουνών (Caputo et al., 2010). Επιπλέον, τα υποκείμενα τεμάχη των ρηγμάτων εντοπίζονται με τη μορφή στενών φαραγγιών, σχήματος V, ερχόμενα σε αντίθεση με το ρηχό υδρογραφικό δίκτυο που αναπτύσσεται στα υπερκείμενα τεκτονικά τεμάχη, ενώ εντός των προς τα κάτω κινούμενων τεμαχών, κοντά στο ίχνος του ρήγματος, συσσωρεύονται αλλουβιακές – κολλουβιακές αποθέσεις, αποτελούμενες από ανθρακικά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή, σχηματίζοντας μεγάλα, ενεργά ρυπίδια που εκτείνονται κατά μήκος του ρηξιγενούς πρανούς (Caputo et al., 2010).

Ειδικότερα, όσον αφορά τις ρηξιγενείς δομές της περιοχής, η πρώτη κατηγορία ρηγμάτων που διακρίνεται είναι τα ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης ρήγματα. Οι συγκεκριμένες ρηξιγενείς δομές εντοπίζονται κυρίως κατά μήκος της νοτιότερης ακτής της δυτικής και κεντρικής Κρήτης, σχηματίζοντας μία ρηξιγενή ζώνη συνολικού μήκους 55 χιλιομέτρων, αποτελούμενη από τέσσερα κύρια ρηξιγενή τμήματα. Πιο συγκεκριμένα, τα ρηξιγενή τμήματα είναι τα εξής (Caputo et al., 2010):

1) Ρήγμα Σφακιά (SFF): αποτελεί το δυτικότερο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης, διαχωρίζοντας το ανατολικό τμήμα της ορεινού όγκου Λευκά Όρη, ο οποίος αποτελείται από μεσοζωικούς ανθρακικούς σχηματισμούς, από την παράκτια πεδιάδα, όπου εκτίθενται πλειοκαινικές – πλειστοκαινικές αποθέσεις. Το συγκεκριμένο ρήγμα χαρακτηρίζεται από την παρουσία μίας πολύ έντονης μορφολογίας, ορίζοντας ένα απότομο, γραμμικό, τεκτονικό πρανές, ύψους 400 – 600 μέτρων. Το ίχνος του ρήγματος διατρέχει τη βάση του μετώπου του βουνού για ένα συνολικό μήκος περίπου 16 χιλιομέτρων, παρουσιάζοντας Α – Δ παράταξη και κλίση (70 – 75 μοίρες) προς τα νότια, ενώ τοπικά το τεκτονικό πρανές χαρακτηρίζεται από μέγιστα ύψη περίπου 12 μέτρων. Εντός του υπερκείμενου τεμάχους του ρήγματος παρουσιάζονται αλλουβιακές – κολλουβιακές αποθέσεις, αποτελούμενες από ανθρακικά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή, σχηματίζοντας αλλουβιακά ρυπίδια κατά μήκος του ρηξιγενούς πρανούς, με ηλικία απόθεσης Μέσο Πλειστόκαινο – Ολόκαινο, ενώ στο υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος εντοπίζονται λίγων μέτρων πάχους λατυποπαγή, τα οποία τοποθετούνται άμεσα πάνω στο υπόβαθρο.

2) Ρήγμα Ασώματος (AF): εντοπίζεται ανατολικά του ρήγματος Σφακιά και διαχωρίζει τον ορεινό όγκο Κουρούπα από τη λεκάνη Λευκόγεια. Το ίχνος του ρήγματος εντοπίζεται στη βάση του 400 – 600 μέτρων μετώπου του προαναφερόμενου ορεινού όγκου και συνδυάζεται με την παρουσία ενός 9 χιλιομέτρων μήκους, τεκτονικού πρανούς, το οποίο χαρακτηρίζεται από ύψος 8 μέτρων, ΒΑ παράταξη και κλίση (75 – 80 μοίρες) προς το νότο. Επιπρόσθετα, στο υπερκείμενο τέμαχος εντοπίζονται καλά ανεπτυγμένες αλλουβιακές και κολλουβιακές σφήνες,

αποτελούμενες από ασβεστιτικά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή, επιβεβαιώνοντας την πρόσφατη και συνεχή ανύψωσή του.

3) Ρήγμα Σπήλι (SpF): οριοθετεί το νότιο τμήμα της ράχης Κέδρος, περικόπτοντας τους μεσοζωικούς, ανθρακικούς σχηματισμούς, ενώ το ίχνος του ρήγματος διατρέχει τη βάση του μετώπου του βουνού για ένα συνολικό μήκος 25 περίπου χιλιομέτρων, παρουσιάζοντας ΑΝΑ – ΔΒΔ παράταξη και κλίση (60 – 70 μοίρες) προς το νότο. Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι μεταξύ των χωριών Κρύα Βρύση και Σπήλι εντοπίζεται ένα 16 χιλιομέτρων μήκους και 10 μέτρων ύψους τεκτονικό πρανές, το οποίο σχετίζεται με πρόσφατα σεισμικά γεγονότα.

4) Ρήγμα Αγία Γαλήνη (AGF): οριοθετεί το βόρειο όριο της πεδιάδας Μεσσαρά, χαρακτηρίζεται από Α – Δ παράταξη και πολύ νέα μορφολογία, ενώ διαχωρίζει τις μέσο πλειοκαινικές – κάτω πλειστοκαινικές αποθέσεις του σχηματισμού Αγία Γαλήνη από την άνω τεταρτογενή αλλουβιακή απόθεση της πεδιάδας Μεσσαρά στο υπερκείμενο τέμαχος. Στο υποκείμενο τέμαχος εντοπίζονται δύο κύρια θαλάσσια τεκτονοστρωματογραφικά πεδία, επιβεβαιώνοντας τη διαρκή ανύψωση του προς τα πάνω κινούμενου τεμάχους. Επιπρόσθετα, το συγκεκριμένο ρήγμα εκτείνεται υποθαλάσσια προς τα δυτικά, ορίζοντας ένα παράκτιο πρανές, το ύψος του οποίου φθάνει μέχρι τα 400 μέτρα.

Ωστόσο, εκτός από τις προαναφερόμενες ρηξιγενείς δομές, εντοπίζονται ορισμένα επιπλέον ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης κανονικά ρήγματα, τα οποία εκτείνονται στον υποθαλάσσιο χώρο της νότιας ακτής της Κρήτης. Ειδικότερα, με τη χρήση των προφίλ σεισμικής ανάκλασης (Leite & Mascle 1982; Le Pichon et al. 2002; Alves et al. 2007) επιβεβαιώνεται η παρουσία κανονικών ρηγμάτων, μήκους 20 – 30 χιλιομέτρων, τα οποία συνήθως οριοθετούν τις τεκτονικές μεταπτώσεις που πληρώνονται από νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις. Πιο συγκεκριμένα, στο δυτικό τμήμα του νησιού, ένα 25 περίπου χιλιομέτρων, Α – Δ παράταξης, κλίσης προς τα νότια κανονικό ρήγμα διατρέχει παράλληλα την ακτογραμμή, παρουσιάζοντας σημαντική ολοκαινική δραστηριότητα, η οποία πιστοποιείται καθαρά από την παρουσία μεγάλου βαθμού ανυψωμένων, αντίστοιχης ηλικίας, παλαιοακτογραμμών που αναπτύσσονται κατά μήκος της ακτής στο υποκείμενο τέμαχος του (ρήγμα Παλαιοχώρα – Αγία Ρουμέλη) (Caputo et al., 2010). Επιπλέον, πιο ανατολικά, ένα 30 περίπου χιλιομέτρων, ΑΝΑ παράταξης, κλίσης προς τα νότια, κανονικό ρήγμα εκτείνεται υποθαλάσσια (ρήγμα Μεσσαρά), οριοθετώντας προς το βορρά μία τεκτονική ημι-τάφρο, μετατοπίζοντας το θαλάσσιο πυθμένα και σχηματίζοντας τεκτονικά πρανή, ύψους 70 – 80 μέτρων (Caputo et al., 2010). Με αντίστοιχο τρόπο, η ανατολική ακτή της Κρήτης οριοθετείται από περίπου Α – Δ παράταξης, κανονικά ρήγματα, εκ των οποίων τα κυριότερα είναι δύο 20 – 25 χιλιομέτρων μήκους ρήγματα (Ρήγμα Ακρωτήριο Λίθινο – CLF και Ρήγμα Μύρτος – MF), ΑΒΑ παράταξης και κλίσης (70 μοιρών) προς τα νότια που οριοθετούν μία τεκτονική τάφρο, μήκους 70 χιλιομέτρων (Caputo et al., 2010). Η άνω τεταρτογενής δραστηριότητα αυτών των ρηγμάτων τεκμηριώνεται από την παρουσία υψηλού βαθμού, ανυψωμένων μέσων – άνω πλειστοκαινικών θαλάσσιων τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων που αναπτύσσονται στο υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος Μύρτος (Caputo et al., 2010).

Η δεύτερη κατηγορία ρηγμάτων περιλαμβάνει τα ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης ρήγματα, τα οποία είναι διάσπαρτα σε ολόκληρη την Κρήτη, σχηματίζοντας καλά ορισμένες και διακριτές ρηξιγενείς ζώνες. Πιο συγκεκριμένα, οι κύριες ρηξιγενείς δομές, από τα ανατολικά προς τα δυτικά, είναι οι εξής (Caputo et al., 2010):

1) Ρηξιγενής ζώνη Σητεία (SFZ): σχηματίζει μία 18 – 20 χιλιομέτρων μήκους ρηξιγενή ζώνη, η οποία διαχωρίζει τα ανθρακικά ιζήματα και τα μεταμορφωμένα πετρώματα των αλπικών καλυμμάτων από τις άνω μειοκαινικές – πλειοκαινικές ιζηματογενείς ακολουθίες, ενώ αποτελείται από 4 κύρια ρηξιγενή τμήματα (ρήγματα Ζου, Καλαμάκι, Αρμένοι και Λιθίνες). Ειδικότερα, το ρήγμα Ζου (ZF) έχει ένα συνολικό μήκος 4 – 5 χιλιομέτρων, ΒΑ (30 – 40 μοίρες) παράταξη και κλίση (65 μοίρες) προς τα δυτικά και εκτείνεται στη βάση του ανθρακικού όρους Πρινιάς, ενώ χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενός τεκτονικού πρανούς, ύψους 8 μέτρων. Το ρήγμα Καλαμάκι (KaF) είναι ένα ρηξιγενές τμήμα μήκους 4 χιλιομέτρων που εκτείνεται κατά μήκος της δυτικής κλίσης του λόφου Σώπατα, έχει ΒΑ (40 μοίρες) παράταξη, κλίση (65 – 70 μοίρες) προς τα δυτικά και συνδέεται με ένα ρηξιγενές πρανές, το οποίο παρουσιάζει μία μέγιστη μετάπτωση 8 μέτρων. Το ρήγμα Αρμένοι (ArF) εκτείνεται για ένα συνολικό μήκος 8 χιλιομέτρων κατά μήκος του ορεινού μετώπου μίας σειράς ανθρακικών ραχών, ενώ το τεκτονικό πρανές παρουσιάζει μία μέση ΒΑ (30 μοίρες) παράταξη και κλίση (65 – 70 μοίρες), παρουσιάζοντας τοπικά μία 6 μέτρων ύψους ρηξιγενή επιφάνεια. Το ρήγμα Λιθίνες (LiF) εκτείνεται για ένα συνολικό μήκος 5 χιλιομέτρων, έχει ΒΑ (50 μοίρες) παράταξη και κλίση (65 – 70 μοίρες) προς τα δυτικά, επηρεάζει τα αλπικά καλύμματα και χαρακτηρίζεται, κατά τόπους, από την παρουσία ενός 4 μέτρων, τεκτονικού πρανούς.

2) Ρηξιγενής ζώνη Ιεράπετρα (IFZ): αποτελεί μία περίπου 25 χιλιομέτρων μήκους ζώνη, ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης τμημάτων, τα οποία διασχίζουν το ανατολικό τμήμα του νησιού. Συνολικά, η ρηξιγενής ζώνη χωρίζει την αλλουβιακή πεδιάδα Ιεράπετρα – Καβούσι (δυτικά) από τις μάζες Ορνό – Θρυπτής (ανατολικά), οι οποίες αποτελούνται από ανθρακικά ιζήματα και μεταμορφωμένα πετρώματα. Ειδικότερα, τρία κύρια ρηξιγενή τμήματα (ρήγματα Φαράγγι Χα, Λάστρος, Σφάκα) συνδυάζονται με την παρουσία ολοκαινικών τεκτονικών πρανών, τα οποία αναπτύσσονται πλήρως στο υπόβαθρο. Το ρήγμα Φαράγγι Χα έχει συνολικό μήκος 9 χιλιομέτρων, ΒΑ (20 – 25 μοίρες) παράταξη και κλίση (80 μοίρες) προς τα δυτικά. Αντιθετικό του προαναφερόμενου ρήγματος, είναι το ρήγμα Λάστρος, το οποίο συνδέεται με ένα τεκτονικό πρανές 11 περίπου χιλιομέτρων, ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνσης και κλίσης (60 – 65 μοιρών) προς τα ανατολικά. Το ρήγμα Σφάκα είναι αντιθετικό ως προς το ρήγμα Λάστρος και χαρακτηρίζεται από μήκος 9 χιλιομέτρων, ΒΑ (20 μοίρες) παράταξη και κλίση (75 – 80 μοίρες) προς τα δυτικά. Το ρήγμα Φαράγγι Χα παρουσιάζει καθαρά χαρακτηριστικά πρόσφατης επανενεργοποίησης και οριοθετεί προς τα ανατολικά μία μεγάλη αλλουβιακή πεδιάδα. Το ίχνος του ρήγματος έχει ένα συνολικό μήκος περίπου 9 χιλιομέτρων, ΒΑ (20 – 25 μοίρες) παράταξη και κλίση (80 μοίρες) προς τα δυτικά, ενώ συνδέεται με ένα τεκτονικό πρανές, ύψους 12 μέτρων. Αντιθετικό με το ρήγμα Φαράγγι Χα είναι το ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης, ρήγμα Λάστρος. Το ίχνος του ρήγματος διατρέχει τη βάση των 300 – 400 μέτρων ύψους μετώπου του βουνού και χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενός 11 χιλιομέτρων μήκους τεκτονικού πρανούς, το οποίο παρουσιάζει μία μέγιστη μετάπτωση 14 μέτρων, χαρακτηρίζεται τοπικά από μία 8 μέτρων ύψους ρηξιγενή επιφάνεια και εμφανίζει μία κλίση (60 – 65 μοίρες) προς τα ανατολικά. Στο ανατολικότερο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης Ιεράπετρα εντοπίζεται το ρήγμα Σφάκα, το οποία αποτελεί μία ΒΑ (20 μοιρών) παράταξης δομή, αντιθετική ως προς το ρήγμα Λάστρος, μήκους 9 χιλιομέτρων και κλίσης (75 – 80 μοιρών) προς τα δυτικά, ενώ μαζί με το ρήγμα Λάστρος σχηματίζει μία περίπου 2 χιλιομέτρων εύρους τεκτονική μετάπτωση.

3) Ρήγμα Καστέλι (KF): οριοθετεί στα βορειοδυτικά τον ορεινό όγκο Δίκτη, ο οποίος αποτελείται από ανθρακικά ιζήματα και μεταμορφικά τεκτονοστρωματογραφικά πεδία. Ειδικότερα, το συγκεκριμένο ρήγμα χαρακτηρίζεται από ένα 300 μέτρων ύψους τεκτονικό πρανές, ενώ η παράταξη προοδευτικά ποικίλει από ΒΑ προς ΝΔ (25 – 80 μοίρες) και η κλίση (70 – 75 μοίρες) εμφανίζεται κυρίως

προς τα βορειοδυτικά. Η μέγιστη μετρούμενη τιμή μετάπτωσης που επηρεάζει τις αποθέσεις είναι περίπου 6 μέτρα, ενώ σημειώνεται ότι στο υπερκείμενο τέμαχος του ρήγματος παρουσιάζονται αλλουβιακές – κολλουβιακές αποθέσεις, αποτελούμενες κροκαλοπαγή.

4) Ρηξιγενής ζώνη Ανατολικός Ψηλορείτης (EPFZ): διατρέχει τη βάση του μετώπου του βουνού Ψηλορείτη στα ανατολικά χωρίζοντας τις αλπικές μονάδες από τα μειοκαινικά – πλειοκαινικά ιζήματα της λεκάνης του Ηρακλείου και εκτείνεται για ένα συνολικό μήκος περίπου 22 χιλιομέτρων. Η συγκεκριμένη ρηξιγενής ζώνη αποτελείται από τα κύρια ρήγματα Αγία Βαρβάρα, Κρουσώνας και Τύλισος, τα οποία χαρακτηρίζονται από ΒΑ (20 μοίρες) παράταξη και κλίση (65 – 70 μοίρες) προς τα ανατολικά, ενώ παρουσιάζουν μήκη 8, 10 και 5 χιλιομέτρων, αντίστοιχα. Η μετάπτωση που παρουσιάζουν τα τεκτονικά πρανή που συνδέονται με τα ρήγματα Αγία Βαρβάρα, Κρουσώνας και Τύλισος είναι 10, 12 και 10 μέτρα, αντίστοιχα, ενώ στο υπερκείμενο τέμαχος, οι αλλουβιακές – κολλουβιακές αποθέσεις αποτελούνται από παραμορφωμένα σε μεγάλο βαθμό κροκαλοπαγή και λατυποπαγή.

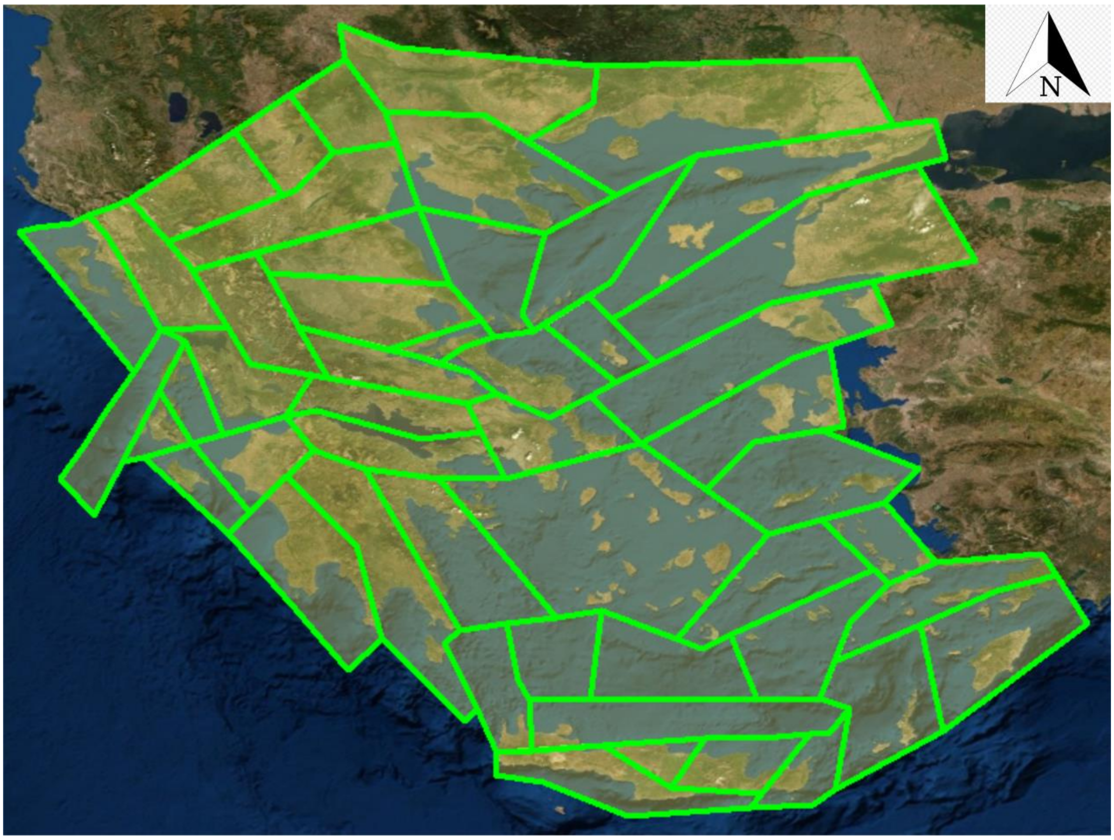
5) Ρηξιγενής ζώνη Ροδωπός (RFZ): χαρακτηρίζεται από μήκος 20 περίπου χιλιομέτρων, επηρεάζοντας τους μεσοζωικούς, ανθρακικούς σχηματισμούς και τις άνω μειοκαινικές – κάτω πλειοκαινικές ακολουθίες της λεκάνης Χανιά – Κίσσαμος, ενώ αποτελείται από τα κύρια, Β – Ν παράταξης, κανονικά ρήγματα Γκιώνας, Ροδωπός και Κερά. Στα βόρεια εντοπίζεται το ρήγμα Γκιώνας, το οποίο ορίζει για περίπου 7 χιλιόμετρα το βορειοδυτικό, θαλάσσιο πρανές, ενώ εκτείνεται εντός των μεσοζωικών ανθρακικών σχηματισμών, παρουσιάζοντας μία πολύ απότομη μορφολογία, και συνδέεται με ένα τεκτονικό πρανές ύψους περίπου 4 μέτρων. Το ρήγμα Ροδωπός χαρακτηρίζεται από μήκος 5 χιλιομέτρων, αναπτύσσεται προς το νότο και συνδέεται με την παρουσία ενός 4 μέτρων ύψους ολοκαινικού πρανούς. Το ρήγμα Κερά αποτελεί ουσιαστικά το νοτιότερο τμήμα του ρήγματος Ροδωπός, εκτείνεται για περίπου 7 χιλιόμετρα και χωρίζει τους μεσοζωικούς ανθρακικούς σχηματισμούς της ράχης Κερά από τα μειοκαινικά – πλειοκαινικά ιζήματα, ενώ χαρακτηρίζεται από μία μέση ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξη και κλίση (70 μοίρες) προς τα δυτικά. Στο υπερκείμενο τέμαχος του ρήγματος εμφανίζονται κολλουβιακές αποθέσεις αποτελούμενες από κροκαλοπαγή και λατυποπαγή, η μορφή των οποίων πιστοποιεί την παρουσία κανονικής, ρηξιγενούς τεκτονικής κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου

6) Ρήγμα Γραμβούσα (GrF): εντοπίζεται κατά μήκος της δυτικότερης ακτής της Κρήτης, παρουσιάζοντας μία περίπου Β – Ν παράταξη και επηρεάζοντας τους μεσοζωικούς, ανθρακικούς σχηματισμούς της χερσονήσου Γραμβούσα. Ειδικότερα, το συγκεκριμένο ρήγμα παρουσιάζει ένα μήκος περίπου 10 χιλιομέτρων, δημιουργώντας ένα πρανές ύψους 8 περίπου μέτρων, ενώ επιπλέον φαίνεται ότι σχετίζεται με τα σεισμικά γεγονότα αυτού του τμήματος του νησιού.

Σχετικά με τη σεισμικότητα, στην Κρήτη καταγράφονται πολυάριθμα σεισμικά φαινόμενα, τα οποία σχετίζονται με τη γεωδυναμική υποβύθιση και εκδηλώνονται στο φλοιό, κυρίως σε βάθη 25 – 30 χιλιομέτρων, αλλά και μικρότερα, ενώ τα μέγιστα μεγέθη τους, βάση των καταγραφών και των ιστορικών σεισμών, υπολογίζεται ότι είναι περίπου 7.0 (Kiratzi & Louvari, 2003; Meier et al., 2004; Papazachos & Papazachou, 2003). Ωστόσο, εξαίρεση αποτελεί ο ισχυρός και καταστροφικός σεισμός του 365 μ.Χ, το μέγεθος του οποίου υπολογίζεται ότι είναι Μ = 8.3 (Papadimitriou & Karakostas, 2008).

3.3.7. Σύνοψη

Λαμβάνοντας υπόψη την ανάλυση των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών (blocks) των επιμέρους περιοχών, προκύπτει το γεγονός ότι ο ελληνικός χώρος διαιρείται συνολικά σε 50 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη, με βάση τα γεωλογικά κριτήρια (Εικόνα 3.3.7.1).



Εικόνα 3.3.7.1. Τα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ελληνικού χώρου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΓΕΩΔΑΙΣΙΑ – ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η τεκτονική δράση των λιθοσφαιρικών πλακών αποτελεί μία ιδιαίτερα πολύπλοκη διαδικασία, η οποία χαρακτηρίζεται από σημαντική αύξηση της πίεσης με ταυτόχρονη αύξηση του βάθους. Ως εκ τούτου, ο στερεός φλοιός υφίσταται ένα σημαντικό φορτίο, το οποίο είναι ανάλογο με την αύξηση του βάθους. Η παρουσία στατικής ισορροπίας με την ταυτόχρονη παρουσία της αύξησης της πίεσης με το βάθος δεν καθίσταται δυνατή, λόγω των οριζόντιων μεταβολών που παρουσιάζει η πυκνότητα και σχετίζονται με τις αντίστοιχες της θερμοκρασίας. Επιπρόσθετα, η εμφάνιση των οριζόντιων θερμικών μεταβολών οφείλεται στη θερμότητα, η οποία απελευθερώνεται λόγω της ραδιενέργειας του μανδύα και του φλοιού, ενώ η δράση των οριζόντιων βαρυτικών δυνάμεων σχετίζεται με τη δράση διαφορικών τάσεων, οι οποίες επηρεάζουν τις λιθοσφαιρικές πλάκες. Ως τάση ορίζεται ο λόγος της δύναμης ανά μονάδα επιφάνειας, ενώ ειδικότερα οι κατακόρυφες τάσεις της επιφάνειας της γης που προκαλούν την αύξηση της πυκνότητας των πετρωμάτων χαρακτηρίζονται ως λιθοστατική πίεση. Αντίθετα, οι τάσεις που δρουν παράλληλα στην επιφάνεια χαρακτηρίζονται ως διατμητικές.

Η δράση των τάσεων έχει ως συνέπεια την παραμόρφωση ενός ελαστικού στερεού σώματος και εμφανίζονται στην επιφάνεια της γης λόγω της σημαντικής δύναμης, η οποία οφείλεται στην τεκτονική δραστηριότητα. Επιπρόσθετα, οι τάσεις συνδέονται με την ελαστική συμπεριφορά της γης, ενώ ταυτόχρονα η λιθοστατική πίεση οδηγεί στη δημιουργία πλαστικών παραμορφώσεων κάτω από την επιφάνειά της. Ως εκ τούτου, ο προσδιορισμός των παραμορφώσεων στη γήινη επιφάνεια οδηγεί στην εξαγωγή σημαντικών συμπερασμάτων ως προς το τεκτονικό καθεστώς και τη γεωτεκτονική και γεωδυναμική εξέλιξη μίας περιοχής, η οποία είναι πιθανό αν σχετίζεται με τις μετακινήσεις λιθοσφαρικών πλακών (ή μικροπλακών), οδηγώντας στην εκδήλωση σεισμικών και ηφαιστειακών φαινομένων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η μελέτη των ρηγμάτων – ρηξιγενών ζωνών. Ειδικότερα, θεωρείται απαραίτητο να εκτιμηθεί το πεδίο των τάσεων και ο τρόπος με τον οποίο κατανέμονται εκατέρωθεν του ρήγματος – ρηξιγενούς ζώνης. Ωστόσο, λόγω του περιορισμένου μεγέθους των τάσεων στη γήινη επιφάνεια, οι οποίες εκδηλώνονται αντίστοιχα με περιορισμένου μεγέθους μετακινήσεις, θεωρείται εξαιρετικής σημασίας η χρήση γεωδαιτικών μετρήσεων πολύ υψηλής ακρίβειας.

Κατά συνέπεια, πολλές γεωδαιτικές μέθοδοι θεωρούνται ως εξαιρετικά σημαντικές τεχνικές σε αρκετές γεωφυσικές μελέτες για τον προσδιορισμό των παραμέτρων των μετατοπίσεων και της παραμόρφωσης. Οι τεχνικές αυτές βασίζονται σε μία σειρά επαναλαμβανόμενων παρατηρήσεων, προερχόμενες από τα σωστά εγκατεστημένα γεωδαιτικά δίκτυα στις περιοχές μελέτης και την ανάλυση των αποτελεσμάτων μεταξύ των διαφορετικών εποχών από τη χρήση κατάλληλων μοντέλων. Οι πολυάριθμες αυτές μέθοδοι διαιρούνται σε τρεις κύριες κατηγορίες: α) παγκόσμιας κλίμακας κινήσεις, β) περιοχικές κινήσεις και γ) τοπικές παραμορφώσεις, σύμφωνα με τη σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα.

Τα παγκόσμια δίκτυα περιλαμβάνουν σταθμούς GNSS (Global Navigation Satellite System), SLR (Satellite Laser Ranging), LLR (Lunar Laser Ranging) και VLBI (Very Long Baseline Interferometry) για την παρακολούθηση και την καταγραφή των αλλαγών των μετατοπίσεων και των παραμορφώσεων στο χρόνο (Fotiou & Pikridas, 2012). Ο σκοπός αυτού του τύπου δικτύων είναι η δημιουργία ενός παγκόσμιου, συμβατικού γεωκεντρικού πλαισίου αναφοράς, το οποίο χαρακτηρίζεται από υψηλή ακρίβεια και ομοιογένεια στο χώρο και το χρόνο, καθώς και από το συνεχή προσδιορισμό των τροχιών των δορυφόρων GNSS (Fotiou, 2007). Δεδομένου ότι η θέση των παγκόσμιων σταθμών αλλάζει με την πάροδο του χρόνου λόγω των γεωφυσικών και τεκτονικών διεργασιών και ότι αυτές οι αλλαγές γίνονται αντιληπτές από σύγχρονα μέσα παρατηρήσεων, η παράμετρος του χρόνου θεωρείται απαραίτητο να ληφθεί υπόψη στην ανάλυση των παρατηρήσεων. Μαζί με τις συντεταγμένες των γεωδαιτικών σταθμών σε μία εποχή αναφοράς, υπολογίζονται και οι αλλαγές τους με την πάροδο του χρόνου (Rossikopoulos, 2020). Αγνοώντας αυτές τις μεταβολές της θέσης προκύπτουν σοβαρά λάθη στις τροχιές των δορυφόρων και συνεπώς σε οποιαδήποτε θέση στη γήινη επιφάνεια, καθώς επίσης στην αξιολόγηση των παραμέτρων παραμόρφωσης και της ταχύτητας κίνησης των τεκτονικών πλακών, ανεξαρτήτως από το είδος του δικτύου.

Τα περιοχικά δίκτυα που καλύπτουν ένα τμήμα της χώρας ή ακόμα και μία ήπειρο αποτελούνται κατά κύριο λόγο από μόνιμους σταθμούς GNSS, στοχεύοντας στην ανίχνευση των κινήσεων των πλακών σε κλίμακα ηπείρου και να θεσπίσουν πλαίσια αναφοράς εθνικών δεδομένων για γεωδαιτικές δραστηριότητες σε κάθε χώρα (Fotiou & Pikridas, 2012). Οι ταχύτητες, οι οποίες προσδιορίζονται από γεωδαιτικές μεθόδους παρουσιάζουν τις σχετικές κινήσεις των τεκτονικών πλακών – τμημάτων του φλοιού της γης που οριοθετούνται από ρήγματα, τα οποία εκτείνονται στο βάθος, εντός των ορίων του ανώτερου φλοιού. Οι συγκεκριμένες κινήσεις, στις οποίες τα πρώτα αποτελέσματα ενός κύκλου σεισμικής παραμόρφωσης έχουν αφαιρεθεί, είναι ομαλές και συνήθως περιγράφονται ως άκαμπτες περιστροφές των τεκτονικών πλακών στη γήινη επιφάνεια (Rossikopoulos, 2020).

Τα τοπικά δίκτυα καλύπτουν σχετικά μικρές περιοχές και περιλαμβάνουν τριγωνισμό – τριπλευρισμό σε δισδιάστατη, γεωμετρική χωροστάθμιση και δίκτυα GNSS. Επιπρόσθετα, καθίσταται δυνατή η ταυτόχρονη, τρισδιάστατη επεξεργασία των προηγούμενων τύπων δικτύων, ενώ παρέχεται επιπλέον μία κοινή ανάλυση γεωδαιτικών και φωτογραμμετρικών μετρήσεων ή μία κοινή ανάλυση των γεωμετρικών – γεωδαιτικών μετρήσεων με μετρήσεις που σχετίζονται με το βαρυτικό πεδίο (Fotiou, 2007). Τα συγκεκριμένα δίκτυα ανιχνεύουν τις παραμορφώσεις του φλοιού λόγω σεισμικής δραστηριότητας, κατολισθήσεων, κλπ. Τα δίκτυα που εγκαταστάθηκαν με σκοπό την ανίχνευση της ηφαιστειακής δραστηριότητας ανήκουν επίσης στη συγκεκριμένη κατηγορία δικτύων. Ο συνδυασμός μετρήσεων συστημάτων GNSS, τα οποία καταγράφουν τις γεωμετρικές αλλαγές σε μία ηφαιστειακή περιοχή με τη χρήση μετρήσεων του βαρυτικού πεδίου, καταγράφουν τις γεωμετρικές αλλαγές, τις κινήσεις και τις συσσωρεύσεις μάγματος κάτω από το ηφαίστειο, ενώ ταυτόχρονα παρέχουν σημαντικές πληροφορίες σχετικά με μία πιθανή έκρηξη ένα εύλογο χρονικό διάστημα (λίγες δεκαετίες νωρίτερα) πριν από την πραγματοποίησή της (Rossikopoulos, 2020).

Το πρόβλημα ορισμού του πλαισίου αναφοράς σημειώθηκε ουσιαστικά από τον Meissl (1965), ο οποίος διατύπωσε τη «θεωρεία εσωτερικού λάθους», ενώ στη συνέχεια η μέθοδός του διαδόθηκε από τον Pope (1973), ο οποίος όρισε μία μέθοδο αξιολόγησης του ψευδοανεστραμμένου matrix, εισάγοντας τον όρο «λύση διαστήματος». Η σχέση πολλών λύσεων στις εσωτερικές δεσμεύσεις του Meissl καθιερώθηκε από τον Baarda (1973) με την εισαγωγή του S-μετασχηματισμού. Ακολούθως, όλες οι μέθοδοι έχουν περιγραφεί πλήρως από τους Grafarend & Schaffrin (1974), van Mierlo (1982), Pelzer (1974), Teunissen (1985). Το πρόβλημα αυτό κυριάρχησε στη γεωδαιτική βιβλιογραφία κατά τη δεκαετία του 70 αν και εξακολουθεί να παραμένει επίκαιρη στις εφαρμογές GNSS και στην αξιολόγηση των γεωδαιτικών δεδομένων για τον εντοπισμό των μετατοπίσεων και την εκτίμηση των παραμέτρων παραμόρφωσης.

Η αξιολόγηση και η ερμηνεία των γεωδαιτικών αποτελεσμάτων καθίσταται απαραίτητο το συνδυασμό τους με ένα ρεαλιστικό γεωφυσικό μοντέλο της περιοχής μελέτης, προκειμένου να επιτευχθεί η ανίχνευση των πιθανών χωρικών μετατοπίσεων και των παραμέτρων παραμόρφωσης. Συνήθως, η προσαρμογή των δεδομένων σε μία πολυωνυμική εξίσωση θεωρείται επαρκής για την περιγραφή του προτύπου παραμόρφωσης. Η πολυωνυμική προσαρμογή μπορεί να επιτευχθεί με ένα από τα ακόλουθα (Dermanis, 2009; Rossikopoulos et al., 1998): (α) την ταυτόχρονη ανάλυση γεωδαιτικών παρατηρήσεων σε ένα μοντέλο δυναμικής προσαρμογής, (β) μη ταυτόχρονη ανάλυση σε μία δυναμική προσέγγιση προσαρμογής, (γ) από μία απλή σύγκριση των αποτελεσμάτων μεταξύ δύο οποιονδήποτε εποχών.

Παρακάτω περιγράφονται οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται στην ανάλυση των δορυφορικών παρατηρήσεων για τη μελέτη της κινηματικής συμπεριφοράς των τεκτονικών πλακών στην Ελλάδα, ενώ σημαντικό θεωρείται το θέμα του ορισμού του συστήματος αναφοράς, καθώς λαμβάνει υπόψη την εκτίμηση άγνωστων παραμέτρων. Για παράδειγμα, μία λάθος επιλογή παραμέτρων στον ορισμό ενός συστήματος αναφοράς θα μπορούσε να οδηγήσει σε μία λάθος εικόνα των κινήσεων των τεκτονικών πλακών μίας περιοχής. Ανάλογα με το είδος και τη φύση των χρησιμοποιούμενων γεωδαιτικών δεδομένων, το αντίστοιχο μοντέλο μπορεί να παρουσιάζει ορισμένα συγκεκριμένα προβλήματα, όπως η έλλειψη συνέπειας του συστήματος αναφοράς.

4.2 ΟΡΙΣΜΟΣ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ

Το σύστημα αναφοράς και το πλαίσιο αναφοράς αποτελούν δύο από τα σημαντικότερα στοιχεία, τα οποία θεωρούνται απαραίτητα για την ορθή απεικόνιση των γεωδαιτικών δεδομένων, τα οποία λαμβάνονται από τους εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS μίας περιοχής.

Ως σύστημα αναφοράς ορίζεται (reference frame) ορίζεται ένα σύνολο προδιαγραφών και μοντέλων με βάση τα οποία μπορούν να προσδιοριστούν η αρχή και ο προσανατολισμός των αξόνων ενός τριέδρου (Fotiou, 2007). Η υλοποίηση του συστήματος αναφοράς (practical realization, establishment) εκφράζεται από τις συντεταγμένες ενός συνόλου θεμελιωδών σημείων, οι οποίες ορίζουν το πλαίσιο αναφοράς (reference frame) (Fotiou, 2007).

Κατά την εκπόνηση της παρούσας διατριβής χρησιμοποιήθηκαν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα, τα οποία αναφέρονται σε δύο πλαίσια αναφοράς. Ειδικότερα, το πρώτο πλαίσιο αναφοράς, τα δεδομένα του οποίου χρησιμοποιήθηκαν, φέρει την ονομασία International Terrestrial Reference Frame 2008 ή ITRF2008. Κατά την εφαρμογή του συγκεκριμένου πλαισίου αναφοράς, το κέντρο της Γης θεωρείται σταθερό και κατά συνέπεια το σύνολο των δεδομένων αναφέρονται ως προς αυτό. Παρά το γεγονός ότι τα δεδομένα του συγκεκριμένου πλαισίου αναφοράς είναι ιδιαίτερα αξιόπιστα, εντούτοις η επεξεργασία τους οδήγησε στην εξαγωγή αποτελεσμάτων, τα οποία δε συνάδουν με τη γεωλογικά αναμενόμενη απεικόνισή τους. Ειδικότερα, η χωρική κατανομή τους δεν παρουσιάζεται με το γεωλογικά συνηθισμένο τρόπο, λόγω της χρήσης του συγκεκριμένου πλαισίου αναφοράς. Χαρακτηριστικό παράδειγμα εξαγόμενου αποτελέσματος, βάσει των συγκεκριμένων δεδομένων, αποτελεί η κατανομή των διανυσμάτων της ταχύτητας, τα οποία προέκυψαν κατά την εφαρμογή της μεθόδου του τριγωνισμού (βλ. Κεφάλαιο 5) και χαρακτηρίζονται από μία γενική Α – Δ (τοπικά μεταβάλλεται από ΒΑ – ΝΔ έως ΒΔ – ΝΑ) διεύθυνση, υποδεικνύοντας κατά αντίστοιχο τρόπο την κίνηση του ελληνικού χώρου προς την αντίστοιχη διεύθυνση (και τις τοπικά αντίστοιχες διευθύνσεις). Επιπρόσθετα, όσον αφορά το μέγεθος των διανυσμάτων, τα διανύσματα του μεγαλύτερου μεγέθους (δηλ. της μεγαλύτερης ταχύτητας) εντοπίζονται στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους και της Κεντρικής – Βόρειας Ελλάδας (Θεσσαλία – Μακεδονία – Θράκη), ενώ αντίστοιχα τα μικρότερου μεγέθους διανύσματα παρουσιάζονται στην περιοχή της Νότιας Ελλάδας (Πελοπόννησος – Αιγαίο Πέλαγος – Κρήτη).

Αντιθέτως, η χρησιμοποίηση του δεύτερου πλαισίου αναφοράς με την ονομασία European Terrestrial Reference Frame 2000 ή ETRF2000, σύμφωνα με το οποίο η Ευρασιατική πλάκα θεωρείται σταθερή, παρουσιάζει μία σημαντικά διαφοροποιημένη εικόνα των αποτελεσμάτων του προαναφερόμενου παραδείγματος. Πιο συγκεκριμένα, τα αποτελέσματα της κατανομής των διανυσμάτων της ταχύτητας υποδεικνύουν τη συγκέντρωση των σημαντικότερων τιμών, ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης, στο νότιο –

νοτιοδυτικό τμήμα του ελληνικού χώρου (περιοχή Πελοποννήσου), παρουσιάζοντας μία σταδιακή μείωση προς τα βόρεια και λαμβάνοντας τελικά τις χαμηλότερες τιμές, Β – Ν διεύθυνσης, στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα του ελληνικού χώρου (περιοχή Θράκης). Τα εξαγόμενα αποτελέσματα του συγκεκριμένου πλαισίου αναφοράς αποτυπώνουν με σημαντική ακρίβεια τη γεωδυναμική και γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής, αποτελώντας για αυτό το λόγο το συνηθέστερα χρησιμοποιούμενο πλαίσιο αναφοράς σε πολυάριθμες έρευνες για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Ως εκ τούτου, θεωρήθηκε καταλληλότερη η χρήση των πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων με πλαίσιο αναφοράς το ETRF2000 έναντι των αντίστοιχων του ITRF2008. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι παράμετροι που σχετίζονται με την παραμόρφωση του ανώτερου φλοιού (βλ. Κεφάλαιο 5) παρουσιάζουν σημαντική ομοιότητα στα δύο προαναφερόμενα πλαίσια αναφοράς.

Έχοντας διευκρινίσει παραπάνω το θέμα του συστήματος αναφοράς και του πλαισίου αναφοράς, θεωρείται απαραίτητη και η περιγραφή των εκτεταμένων εξισώσεων παρατηρήσεων. Οι εκτεταμένες εξισώσεις παρατηρήσεων χρησιμοποιούνται στη δυναμική επεξεργασία των χρονικών δικτύων όπου λαμβάνεται υπόψη η παραμόρφωση του δικτύου, ενώ και οι μετρήσεις όλων των εποχών συμμετέχουν σε μία ταυτόχρονη διαδικασία των δεδομένων. Επιπλέον, καθίσταται δυνατή η ανάλυση των κλασσικών παρατηρήσεων (γωνίες, αποστάσεις, διαφορές ύψους) ή των σύγχρονων δορυφορικών παρατηρήσεων (GNSS, VLBI, SLR, κλπ). Οι εξισώσεις γραμμικής παρατήρησης για m εποχές γράφονται στη μορφή matrix ως

$$\mathrm{b} = \mathrm{A}\mathrm{x}_0 + \mathrm{B}\mathrm{u} + \mathrm{v} \quad (4.2.1)$$

όπου x_0 ορίζεται ως το διάνυσμα των διορθώσεων των συντεταγμένων για την εποχή αναφοράς, u ορίζεται ως το διάνυσμα διαφορών (διάνυσμα μετατόπισης), A και B ορίζονται ως οι συντελεστές των matrix και v ορίζεται ως το διάνυσμα των παρατηρούμενων σφαλμάτων.

Τα δίκτυα παραμόρφωσης μπορούν να αντιμετωπιστούν ως ανεξάρτητα και να λυθούν με τη βοήθεια των ελάχιστων δεσμεύσεων που ορίζει το σύστημα αναφοράς των συντεταγμένων χωρίς να επηρεάζει τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του δικτύου, όπως ορίζεται από τις παρατηρήσεις (Rossikopoulos, 2020). Οι εσωτερικές δεσμεύσεις

$$\dot{\mathrm{E}}\mathrm{x} = 0, \ddot{\mathrm{E}}\mathrm{u} = 0 \quad (4.4.2)$$

θεωρούνται η καλύτερη επιλογή ενόψει της σύνδεσης ενός χρονικά μεταβαλλόμενου δικτύου, δηλαδή μετασχηματίζοντας τις λύσεις εποχής διαφορετικού δικτύου σε ένα κοινό σύστημα αναφοράς, τουλάχιστον για τοπικά δίκτυα, όπου οι τοπικές παραμορφώσεις πρέπει να διαχωρίζονται από τις ευρύτερες κινήσεις των τεκτονικών πλακών. Θεωρώντας το u ως το διάνυσμα των χρονικών μεταβολών των συντεταγμένων των σταθμών του δικτύου, η κάθε συνιστώσα ($\mathrm{u_i}, \mathrm{v_i}$ και $\mathrm{w_i}$) δίνεται από τους ακόλουθους τύπους

$$\mathrm{u_i} = \mathrm{x'_i} - \mathrm{x_i} = \mathrm{x_i(t')} - \mathrm{x_i(t)}$$

$$\mathrm{v_i} = \mathrm{y'_i} - \mathrm{y_i} = \mathrm{y_i(t')} - \mathrm{y_i(t)}$$

$$\mathrm{w_i} = \mathrm{z'_i} - \mathrm{z_i} = \mathrm{z_i(t')} - \mathrm{z_i(t)} \quad (4.2.3)$$

Οι εσωτερικές δεσμεύσεις $\mathrm{Ëu} = 0$ προσδιορίζουν το κέντρο του συστήματος αναφοράς, κρατώντας σταθερό το κέντρο βαρύτητας του δικτύου, ορίζοντας ως μηδενικό το άθροισμα των μεταβολών των χρονικών συντεταγμένων

$$\sum_{i=1}^{N} \mathrm{u_i} = \sum_{i=1}^{N} (\mathrm{x'_i} - \mathrm{x_i}) = 0$$

$$\sum_{i=1}^{N} \mathrm{v_i} = \sum_{i=1}^{N} (\mathrm{y'_i} - \mathrm{y_i}) = 0$$

$$\sum_{i=1}^{N} \mathrm{w_i} = \sum_{i=1}^{N} (\mathrm{z'_i} - \mathrm{z_i}) = 0 \quad (4.2.4)$$

Οι δεσμεύσεις για τον προσανατολισμό του δικτύου ορίζονται από τις συνθήκες ότι καμία περιστροφή δε συνέβη γύρω από τους άξονες μέσω του κέντρου βαρύτητας του δικτύου

$$\sum_{i=1}^{N} \{\mathrm{z_i v_i} - \mathrm{y_i w_i}\} = \sum_{i=1}^{N} \{\mathrm{z_i(y'_1} - \mathrm{y_i)} - \mathrm{y_i(z'_i} - \mathrm{z_i)}\}$$

$$\sum_{i=1}^{N} \{\mathrm{x_i w_i} - \mathrm{z_i u_i}\} = \sum_{i=1}^{N} \{\mathrm{x_i(z'_i} - \mathrm{z_i)} - \mathrm{z_i(x'_i} - \mathrm{x_i)}\}$$

$$\sum_{i=1}^{N} \{\mathrm{y_i u_i} - \mathrm{x_i v_i}\} = \sum_{i=1}^{N} \{\mathrm{y_i(x'_i} - \mathrm{x_i)} - \mathrm{y_i(y'_i} - \mathrm{y_i)}\} \quad (4.2.5)$$

Οι δεσμεύσεις προέκυψαν ως μία λύση στα διακριτά έναντι των χρονικά εξαρτημένων δικτύων, εφαρμόζοντας το κριτήριο επαναφοράς της σχετικής γωνιακής ορμής, το οποίο ορίζεται ως κριτήριο Tisserand στα συνεχή δίκτυα. Η κλίμακα του δικτύου στην περίπτωση που δε μπορεί να προσδιοριστεί από τις παρατηρήσεις, εισάγεται μέσω του τύπου

$$\sum_{i=1}^{N}\{x_i u_i + y_i v_i + z_i w_i\} = \sum_{i=1}^{N}\{x_i(x'_i - x_i) + y_i(y'_i - y_i) + z_i(z'_i - z_i)\}$$
$$= 0 \quad (4.2.6)$$

διατηρώντας σταθερό το μέσο τετραγωνικό μήκος του δικτύου με την πάροδο του χρόνου. Σύμφωνα με τα παραπάνω, τα matrix $\dot{E}$ και $\ddot{E}$ έχουν την αναλυτική μορφή

$$E = [E_1 \;\; E_2 \dots E_N] \quad (4.2.7)$$

όπου κάθε υπο-matrix E_i που αντιστοιχεί στο σημείο P_i, δίνεται από

$$E_i = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & z_i & -y_i \\ -z_i & 0 & x_i \\ y_i & -x_i & 0 \\ x_i & y_i & z_i \end{bmatrix} \quad (4.2.8)$$

Συνεπώς σε ένα χρονικά εξαρτώμενο γεωδαιτικό δίκτυο χρειάζεται ένα «κοινό» σύστημα αναφοράς για όλες τις εποχές. Ο ορισμός του πλαισίου αναφοράς σε κάθε εποχή βασίζεται σε ανάλογες με του Meissl δεσμεύσεις, οι οποίοι εισάγονται για τις διαφορές των συντεταγμένων στο χρόνο. Αυτήν η διαδικασία που έχει προταθεί από τον Pelzer (1974) για γεωδαιτικές εφαρμογές των μετρήσεων παραμόρφωσης, είναι μία διακριτή προσέγγιση ως προς τον ορισμό του συστήματος αναφοράς κάτω από χρονικά συνεχή δεδομένα (Dermanis, 1985). Στην περίπτωση ξεχωριστών εφαρμογών ανά εποχή, οι δεσμεύσεις ενσωματώνονται ως εσωτερικές δεσμεύσεις στις άγνωστες διορθώσεις των κατά προσέγγιση συντεταγμένων, χρησιμοποιώντας κοινές κατά προσέγγιση συντεταγμένες για όλες τις εποχές.

Οι εσωτερικές δεσμεύσεις σε μία ταυτόχρονη προσαρμογή των παρατηρήσεων όλων των εποχών είναι η αντίστοιχη διαδικασία της βέλτιστης τοποθέτησης των συντεταγμένων της κάθε εποχής στις αντίστοιχες συντεταγμένες στην εποχή αναφοράς, εφαρμόζοντας το γνωστό δισδιάστατο ή τρισδιάστατο μετασχηματισμό ομοιότητας. Εφαρμόζοντας το μετασχηματισμό ομοιότητας μεταξύ των συντεταγμένων σε διαφορετικές εποχές, τα αποτελέσματα του ορισμού διαφορετικών συστημάτων αναφοράς στις ξεχωριστές προσαρμογές των παρατηρήσεων εξαλείφονται. Επίσης, άλλες επιπτώσεις μειώνονται, όπως για παράδειγμα τα συστηματικά λάθη των GNSS δεδομένων που επηρεάζουν τις θέσεις των σταθμών του δικτύου, ως σφάλματα στην κλίμακα και τα περιστροφικά σφάλματα γύρω από τους άξονες του συστήματος αναφοράς, όπου πραγματοποιείται η παρατήρηση (Rossikopoulos, 2020). Επιπλέον, μειώνεται μία σταθερή κίνηση του φλοιού της ευρύτερης περιοχής του δικτύου, η οποία συνήθως περιγράφεται ως άκαμπτος μετασχηματισμός. Στην περίπτωση του επιπέδου, η άκαμπτη κίνηση μίας πλάκας αντιπροσωπεύεται από δύο μετασχηματισμούς και μία περιστροφή. Στη μελέτη μεγαλύτερων περιοχών, όπου η εκτέλεση της ανάλυσης πραγματοποιείται στην επιφάνεια του ελλειψοειδούς, η αντίστοιχη άκαμπτη κίνηση είναι μία περιστροφή γύρω από ένα σταθερό πόλο με σταθερή γωνιακή ταχύτητα. Οι αντίστοιχες παράμετροι της άκαμπτης κίνησης είναι είτε οι τρεις καρτεσιανές συνιστώσες του διανύσματος περιστροφής, που συνήθως αναφέρονται ως πόλος του Euler, ή οι σφαιρικές της συνιστώσες. Η εφαρμογή ενός τρισδιάστατου, «άκαμπτου σώματος» μετασχηματισμού μπορεί να αντικαταστήσει την τεχνική του πόλου του Euler, καθώς αποτελεί μία ισοδύναμη λύση.

Όταν διατίθεται η αρχική πληροφορία που σχετίζεται με τον τρόπο παραμόρφωσης του φλοιού, υπάρχουν διάφοροι τρόποι τροποποίησης ή επέκτασης του κριτηρίου βελτιστοποίησης, σύμφωνα με ότι παρουσιάστηκε παραπάνω, όπως η γενίκευση των εσωτερικών δεσμεύσεων

$$\mathrm{u^T W u = min} \quad (4.2.9)$$

με το W (matrix βάρος) να προσδιορίζεται σύμφωνα με τη διαθέσιμη πληροφορία. Η λύση προέρχεται από τους μέσους όρους των ελαχίστων δεσμεύσεων

$$\mathrm{\ddot{H}u = \ddot{E}Wu = 0} \quad (4.2.10)$$

Έστω ότι όλα τα σημεία του δικτύου εμπλέκονται στις εσωτερικές δεσμεύσεις, τότε το W (matrix βάρος) αποτελεί την matrix ταυτότητα (W = I). Στην περίπτωση ορισμένων εσωτερικών δεσμεύσεων, όπου επιλέγονται μόνο μερικά σημεία για τον ορισμό του συστήματος αναφοράς, για παράδειγμα σημεία που θεωρούνται ότι είναι ακίνητα, τότε τα στοιχεία της διαγωνίου του W που ανταποκρίνονται σε αυτά τα σημεία είναι 1, ενώ όλα τα άλλα στοιχεία είναι 0.

Γενικά, το matrix W εισάγει κάθε πληροφορία σχετική με τις παραμέτρους x. Με την κατάλληλη χρήση αυτού του matrix οι διάφορες επιλογές, για τη λύση του προβλήματος του ορισμού του συστήματος αναφοράς στα χρονικά δίκτυα, μπορεί να γενικευθεί και να τεθεί σε ένα κοινό πλαίσιο, όπως αυτά που δίνονται από τους Darby (1982), Prescott (1981), Segall & Matthews (1988) ή από διάφορα μοντέλα κίνησης όπως αυτά που δίνονται από τους Minster & Jordan (1978), Solomon & Sleep (1974). Για παράδειγμα, μία επιλογή για το πρόβλημα του ορισμού του συστήματος αναφοράς είναι η ελαχιστοποίηση της κίνησης σε μία συγκεκριμένη διεύθυνση, μέσω ελαχίστων δεσμεύσεων. Αυτήν η εξωτερική λύση συντεταγμένων δόθηκε από τον Prescott (1981) σε μία συγκεκριμένη εφαρμογή όπου η σχετική κίνηση, και ως εκ τούτου η διεύθυνση για την ελαχιστοποίηση των χρονικών διαφορών των συντεταγμένων, πρέπει να είναι παράλληλη προς τη διεύθυνση του σφάλματος. Ο Darby (1982) γενίκευσε την εξωτερική λύση συντεταγμένων επισημαίνοντας ότι η προτιμώμενη διεύθυνση μπορεί να είναι διαφορετική σε διαφορετικούς σταθμούς και στο μοντέλο λύσης συντεταγμένων των Segall & Matthews (1988), τα υπολείμματα μετατόπισης γίνονται όσο το δυνατόν μικρότερα μόνο για ένα υποσύνολο σταθμών.

4.3 ΑΝΑΛΥΤΙΚΕΣ ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΩΝ

4.3.1. Εμπειρικό μοντέλο γραμμικών συνδυασμών των γνωστών συναρτήσεων βάσης με άγνωστους συντελεστές

Οι μετατοπίσεις είναι δυνατό να αντιμετωπίζονται ως ανεξάρτητες, ντετερμινιστικές, άγνωστες παράμετροι, για τις οποίες αγνοείται η πιθανή τους σχέση με μία υποκείμενη συνάρτηση. Η συγκεκριμένη προσέγγιση παρουσιάζει το πλεονέκτημα ότι είναι απαλλαγμένη από τυχόν αμφιβολίες σχετικά με τη δομή της υποκείμενης συνάρτησης, ενώ επιπλέον τα αποτελέσματα της ταυτόχρονης προσαρμογής των παρατηρήσεων είναι ισοδύναμα με τα αποτελέσματα χωριστής προσαρμογής ανά εποχή (Rossikopoulos, 1999).

Από την άλλη πλευρά, η αντίθεση μεταξύ της διακριτής φύσης των πληροφοριών που παρέχονται από τις γεωδαιτικές μετρήσεις, και των συνεχών πληροφοριών που απαιτούνται για την περιγραφή της παραμόρφωσης, καθιστά σαφές ότι μία κατάλληλη προσέγγιση για την ανάλυση των γεωδαιτικών δεδομένων, η οποία σχετίζεται με την ανάλυση της κίνησης του φλοιού, δεν πρέπει να περιορίζεται στις κλασσικές τεχνικές προσαρμογής των παρατηρήσεων και της εκτίμησης των παραμέτρων, αλλά πρέπει με κάποιον τρόπο να ενσωματώνει μία λύση στο πρόβλημα της έμμεσης παρεμβολής. Η εφαρμογή των τεχνικών παρεμβολής είναι μαθηματικά απαραίτητη τόσο για την εκτίμηση της παραμόρφωσης στα σημεία παρατήρησης, όσο και για την επέκταση της πληροφορίας σε οποιοδήποτε σημείο μίας τεκτονικά ενεργής περιοχής, ένα θέμα με καθοριστική σημασία στη γεωλογία και τη γεωφυσική.

Η εξάρτηση των μετατοπίσεων στις υποκείμενες συναρτήσεις λαμβάνεται υπόψη με διάφορους τρόπους. Ένας από αυτούς χρησιμοποιείται συνήθως για την εισαγωγή ενός εμπειρικού μοντέλου για τη συνάρτηση, η οποία περιλαμβάνει άγνωστες παραμέτρους που πρέπει να εκτιμηθούν από την προσαρμογή των παρατηρήσεων. Τυπικές επιλογές ενός εμπειρικού μοντέλου είναι οι γραμμικοί συνδυασμοί των γνωστών συναρτήσεων βάσης με άγνωστους συντελεστές (Rossikopoulos, 2020). Με βάση τις αναλυτικές συναρτήσεις

$$u = Fa \quad (4.3.1.1)$$

οι οποίες χρησιμοποιούνται για την εξομάλυνση των διαφορικών κινήσεων και την αντιπροσώπευση του μοντέλου παραμόρφωσης, οι εξισώσεις παρατήρησης γράφονται ως

$$b = Ax_0 + BFa + v \quad (4.3.1.2)$$

όπου ως a ορίζονται οι άγνωστες παράμετροι και ως F το matrix με στοιχεία, τα οποία εξαρτώνται από τις χρησιμοποιούμενες συναρτήσεις βάσης.

Όσον αφορά το πρόβλημα ορισμού του συστήματος στην προσαρμογή του δικτύου, οι ελάχιστες δεσμεύσεις εισάγονται σε διαδοχική μορφή. Αρχικά, τα δεδομένα ορίζονται για την εποχή αναφοράς, εφαρμόζοντας τις εσωτερικές δεσμεύσεις

$$\dot{E}x_0 = 0 \quad (4.3.1.3)$$

και στη συνέχεια τα δεδομένα οποιασδήποτε άλλης εποχής ορίζονται από ελάχιστες δεσμεύσεις. Αν και χρησιμοποιείται το εκτεταμένο μοντέλο (4.3.1.2), θεωρείται απαραίτητο να ελαχιστοποιηθεί ο κανόνας των μετατοπίσεων,

$$u^T u = \min \quad (4.3.1.4)$$

αντί για $a^T a = \min$ που θα οδηγούσε στις εσωτερικές δεσμεύσεις $\widetilde{E}a = 0$. Συνεπώς, η λύση (4.3.1.4) ανταποκρίνεται στην καλύτερη προσαρμογή των συντεταγμένων των διαφόρων περιοχών σε μία εποχή αναφοράς. Οι ελάχιστες δεσμεύσεις, οι οποίες ανταποκρίνονται στο βέλτιστο κριτήριο (4.3.1.4) και ικανοποιούν τη συνθήκη

$$a^T F^T F a = a^T R a = \min \quad (4.3.1.5)$$

λαμβάνουν τη μορφή

$$\widetilde{H}a = 0 \quad (4.3.1.6)$$

όπου $\widetilde{H} = \widetilde{E}R = \ddot{E}F \quad (4.3.1.7)$

με $\widetilde{E}$ να ορίζονται ως οι εσωτερικές δεσμεύσεις του $\widetilde{E}a = 0$ matrix

$$\widetilde{E} = \ddot{E}F\,(F^T F)^{-1} \quad (4.3.1.8)$$

και $\ddot{E}$ να ορίζονται ως οι εσωτερικές δεσμεύσεις του matrix $\ddot{E}u = 0$ για το δίκτυο των N σημείων στην εποχή t_a.

Το μοντέλο παραμόρφωσης (4.3.1.1) μπορεί να είναι ένα μοντέλο χώρου, χρόνου ή χώρου-χρόνου. Στην πρώτη περίπτωση, όπου οι μετατοπίσεις θεωρούνται εξαρτημένες μόνο ως προς το χώρο, θεωρείται ότι για ένα σημείο P_i ισχύει

$$u_i = F(x_i)a \quad (4.3.1.9)$$

με τις άγνωστες παραμέτρους να είναι κοινές για όλα τα σημεία της ίδιας εποχής. Οι εξισώσεις των παρατηρήσεων για όλες τις (m) εποχές είναι της μορφής

$$\begin{aligned} b_0 &= A_0 x_0 + v_0 \\ &\vdots \\ b_a &= A_a x_0 + A_a F_a a_a + v_a \\ &\vdots \\ b_m &= A_m x_0 + A_m F_m a_m + v_m \quad (4.3.1.10) \end{aligned}$$

Ορισμένα απαραίτητα εργαλεία δημιουργίας αναλυτικών μοντέλων πολυωνυμικού τύπου της μορφής των προαναφερόμενων σχέσεων προκύπτουν από τις μεθόδους εφαρμογής της θεωρίας της ελαστικότητας, καθώς η παραμόρφωση της γης συνδέεται με την κλασσική περίπτωση της συνεχούς μηχανικής των μέσων. Οι παράμετροι παραμόρφωσης αντιμετωπίζονται συνήθως ως καθοριστικές παράμετροι στην ταυτόχρονη προσαρμογή των παρατηρήσεων του δικτύου διαφόρων εποχών, όπου η παραμόρφωση ολόκληρης της περιοχής του δικτύου ή μεγάλου μέρους της θεωρείται ομοιογενής ή αντιμετωπίζεται σε συνδυασμό με μεθόδους αναλυτικής παρεμβολής.

Τα δεδομένα της εποχής αναφοράς εφαρμόζονται στις εσωτερικές δεσμεύσεις

$$\dot{E}x_0 = 0 \quad (4.3.1.11)$$

και τα δεδομένα για οποιαδήποτε εποχή ορίζονται από τις ελάχιστες δεσμεύσεις

$$\widetilde{H}_a a_a = 0 \quad (4.3.1.12)$$

όπου $\widetilde{H}_a = \widetilde{E}_a R_a = \ddot{E}_a F_a = \sum_{i=1}^{N} \ddot{E}_i F_i \quad (4.3.1.13)$

με $R_a = F_a^T F_a$ και $\widetilde{E}_a = \ddot{E}_a F_a (F_a^T F_a)^{-1} \quad (4.3.1.14)$

όπου $\ddot{E}_a = \begin{bmatrix} \ddot{E}_1 & \ddot{E}_2 & \dots & \ddot{E}_N \end{bmatrix}$ ορίζονται ως οι εσωτερικές δεσμεύσεις του matrix $\ddot{E}_a x_a = 0$ για το δίκτυο στην εποχή t_a.

Με βάση τα παραπάνω, η επιλογή του matrix R_a εξαρτάται από την επιλογή των ελαχίστων δεσμεύσεων. Αυτές οι δεσμεύσεις επιλέγονται με βάση την ελαχιστοποίηση της αβεβαιότητας των στοιχείων του διανύσματος u_a, λόγω του διαφορετικού ορισμού του συστήματος αναφοράς του δικτύου σε κάθε εποχή.

Στις εξισώσεις (4.3.1.10) η διαδικασία της παραμόρφωσης θεωρήθηκε ως μία αλλαγή από μία αρχική σε μία τελική κατάσταση των συνεχών μέσων χωρίς να ληφθεί υπόψη ο χρόνος που πέρασε μεταξύ των εποχών. Ωστόσο, σε πολλές περιπτώσεις είναι απαραίτητη η γνώση του ρυθμού, με τον οποίο πραγματοποιούνται αυτές οι αλλαγές, ειδικά όταν υπάρχει μία συνεχής ροή δεδομένων και η παραμόρφωση είναι ομαλή με το χρόνο. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αυτού του τύπου των εφαρμογών δόθηκαν από τους Bibby (1975, 1982), Welsch (1986).

Στην περίπτωση κατά την οποία οι μετατοπίσεις θεωρούνται εξαρτημένες μόνο ως προς το χρόνο, το μοντέλο της παραμόρφωσης λαμβάνει την απλή μορφή

$$u_i = F(t, t')a_i \quad (4.3.1.15)$$

Εάν οι κινήσεις είναι γραμμικές ως προς το χρόνο, προκύπτει το απλό μοντέλο ταχύτητας

$$u = \delta t_a \dot{u} \quad (4.3.1.16)$$

όπου $\dot{u}$ ορίζεται ως το διάνυσμα των ταχυτήτων και $\delta t_a = t_a - t_0$, ορίζεται ως η διαφορά του χρόνου, αντίστοιχα. Χαρακτηριστικά παραδείγματα δίνονται από τους Papo & Perelmuter (1983), Welsch (1986) και για τα κάθετα δίκτυα από τους Mälzer et al. (1979), Vaníček et al. (1979), αντίστοιχα.

Οι εξισώσεις παρατήρησης για m εποχές γράφονται ως

$$\begin{aligned}
b_0 &= A_0 x_0 + v_0 \\
&\vdots \\
b_a &= A_a x_0 + A_a F_a a + v_a \\
&\vdots \\
b_m &= A_m x_0 + A_m F_m a + v_m \quad (4.3.1.17)
\end{aligned}$$

όπου οι άγνωστες παράμετροι α θεωρούνται κοινές για όλες τις εποχές στο ίδιο σημείο.

Όταν εμφανίζονται ασυνέχειες μεταξύ των εποχών t_0 και t_a, η λύση λαμβάνει μία ιδιαίτερα πολύπλοκη μορφή. Οι κινήσεις διακρίνονται σε μακράς περιόδου, οι οποίες θεωρούνται φυσιολογικές και εμφανίζονται μεταξύ των εποχών των ασυνεχειών (π.χ εποχή ενός σεισμικού γεγονότος) και σε επεισόδια που συμβαίνουν κατά τη διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας. Σε τέτοιες περιπτώσεις, οι προσεγγίσεις μπορούν να ομαδοποιηθούν με τον ακόλουθο τρόπο (Rossikopoulos, 2020):

- Η ταυτόχρονη προσαρμογή επιτρέπεται να εφαρμόζεται μόνο για εποχές μεταξύ δύο «χρονικών ασυνεχειών».
- Οι αιτίες των χρονικών ασυνεχειών καθίσταται δυνατό να περιλαμβάνονται στα αναλυτικά μοντέλα. Με αυτό τον τρόπο επιτυγχάνεται η εξαγωγή αναλυτικών

συναρτήσεων που περιγράφουν τις μακράς περιόδου κινήσεις μεταξύ των ασυνεχειών, καθώς επίσης και συναρτήσεις για τις επεισοδιακές κινήσεις που προέρχονται λόγω της ασυνέχειας.

Όσον αναφορά την εποχή των μετρήσεων σημειώνεται ότι:

- Η εποχή αναφοράς δεν αποτελεί απαραίτητα μία εποχή μέτρησης.
- Δε θεωρείται απαραίτητο οι παρατηρήσεις να αναφέρονται σε μία εποχή μέτρησης δικτύου, καθώς κάθε μέτρηση σχετίζεται με την εποχή της.

Οι ορισμοί των δεσμεύσεων των δεδομένων γράφονται ως

$\dot{E}x_0 = 0, \widetilde{H}a = 0$ (4.3.1.18)

όπου $\dot{E}$ ορίζεται ως το matrix των εσωτερικών δεσμεύσεων για την εποχή αναφοράς, ενώ η επιλογή της τιμής $\widetilde{H}$ στοχεύει στην ελαχιστοποίηση του κανόνα

$$u^T u = \sum_{a=1}^{m} u_a^T u_a = a^T \left(\sum_{a=1}^{m} F_a^T F_a \right) a = a^T R a = \min \quad (4.3.1.19)$$

προκύπτει από τη σχέση $\widetilde{H} = \widetilde{E}R = \ddot{E} \sum_{a=1}^{m} F_a$, όπου το matrix των εσωτερικών δεσμεύσεων $(\widetilde{E}a = 0)$ είναι

$$\widetilde{E} = \ddot{E} \left(\sum_{a=1}^{m} F_a \right) \left(\sum_{a=1}^{m} F_a^T F_a \right)^{-1} \quad (4.3.1.20)$$

Για το μοντέλο ταχύτητας $u = \delta t_a \dot{u}$ η εξίσωση (4.3.1.18) λαμβάνει τη μορφή

$\widetilde{H}a = (\sum_{a=1}^{m} \delta t_a) \ddot{E}\dot{u} = 0$ ή $\ddot{E}\dot{u} = 0$ (4.3.1.21)

Εάν θεωρηθεί το γεγονός ότι οι μετατοπίσεις εξαρτώνται από το χώρο και το χρόνο, το αναλυτικό μοντέλο παραμόρφωσης λαμβάνει τη μορφή

$u_i = F(x_i, t, t')$ (4.3.1.22)

όπου οι άγνωστες παράμετροι a είναι κοινές για όλες τις εποχές και όλα τα σημεία και οι εξισώσεις των παρατηρήσεων για τις m εποχές έχουν την ίδια μορφή, όπως στην (4.3.1.17). Χαρακτηριστικά παραδείγματα δίνονται από τους Bibby (1982), Snay et al. (1983), Welsch (1986). Η ταυτόχρονη προσαρμογή των παρατηρήσεων πολλών εποχών παρουσιάστηκε από τον Whiten (1967), όπου οι κινήσεις προσεγγίζονται από εξισώσεις του χώρου και του χρόνου της παραπάνω μορφής. Ακολούθως, σχετικές εργασίες δόθηκαν από τους Chrzanowski et al. (1983), Snay et al. (1983), Welsch (1986) και όσον αφορά τον προσδιορισμό των κάθετων κινήσεων από τους Holdahl & Hardy (1979), Mälzer et al. (1979), Vaníček (1975), Vaníček et al. (1979).

Όπως και στην προηγούμενη περίπτωση των εξαρτημένων μετακινήσεων στο χρόνο, έτσι και σε αυτήν την περίπτωση σημειώνονται τα εξής:

- Η εποχή αναφοράς δεν αποτελεί απαραίτητα μία εποχή μέτρησης.
- Δε θεωρείται απαραίτητο οι παρατηρήσεις να αναφέρονται σε μία εποχή μέτρησης δικτύου, καθώς η κάθε μέτρηση σχετίζεται με την εποχή της.

Οι ελάχιστες δεσμεύσεις που ικανοποιούν τη συνθήκη $\mathrm{u^T u}$ για όλες τις εποχές λαμβάνει τη μορφή

$$\widetilde{\mathrm{H}}\mathrm{a} = \left[\sum_{\mathrm{i}=1}^{\mathrm{N}} \dot{\mathrm{E}}^{\mathrm{i}} \left(\sum_{\mathrm{a}=1}^{\mathrm{m}} \mathrm{F}_{\mathrm{a}}^{\mathrm{i}}\right)\right] \mathrm{a} = 0 \quad (4.3.1.23)$$

όπου $\dot{\mathrm{E}}^{\mathrm{i}}$ είναι το υπο-matrix του $\dot{\mathrm{E}}$ που αντιστοιχεί στο σημείο $\mathrm{P_i}$ και $\mathrm{F_a^i}$ το υπο-matrix του $\mathrm{F_a}$.

Η απλούστευση των αλγορίθμων της παραπάνω ταυτόχρονης προσαρμογής των χρονικών παρατηρήσεων οδηγεί σε ξεχωριστή προσαρμογή των παρατηρήσεων, στην οποία εφαρμόζονται ειδικοί αλγόριθμοι που δίνουν τα ίδια αποτελέσματα με αυτά μίας ταυτόχρονης προσαρμογής. Αυτοί οι αλγόριθμοι μπορούν να εφαρμοστούν ανάλογα με τον τύπο των διαθέσιμων δεδομένων. Για παράδειγμα όταν οι συντεταγμένες των σταθμών του δικτύου και το matrix της συνδιακύμανσής τους δίνονται για κάθε εποχή, θεωρούνται ως νέες (συνθετικές) παρατηρήσεις. Γενικά, κατά την ανάλυση ακολουθούνται τα εξής διαδοχικά βήματα:

1. Ξεχωριστή ή ενιαία προσαρμογή ανά εποχή: Αυτό το βήμα περιλαμβάνει την προσαρμογή των παρατηρήσεων σε κάθε εποχή, τη στατιστική ανάλυση και την τελική εκτίμηση του συνόλου συντεταγμένων και της πλήρους matrix συνδιακύμανσης σε κάθε εποχή.

2. Βέλτιστη προσαρμογή των συντεταγμένων στις διάφορες εποχές σε μία εποχή αναφοράς: Η εξάλειψη της διαφοράς μεταξύ των συντεταγμένων σε δύο ξεχωριστές εποχές, η οποία οφείλεται στο διαφορετικό ορισμό των δεδομένων τους, επιτυγχάνεται με τη βέλτιστη προσαρμογή των συντεταγμένων οποιασδήποτε εποχής στις αντίστοιχες συντεταγμένες στην εποχή αναφοράς, εφαρμόζοντας το δισδιάστατο ή τρισδιάστατο μετασχηματισμό ομοιότητας.

3. Προσαρμογή με ένα μοντέλο παραμόρφωσης: Οι συντεταγμένες στην εποχή αναφοράς και οι μετασχηματισμένες, όπως περιγράφονται στο δεύτερο βήμα, ρυθμίζονται λαμβάνοντας υπόψη ένα μοντέλο παραμόρφωσης. Το μαθηματικό μοντέλο για όλες τις εποχές γράφεται σε μορφή matrix

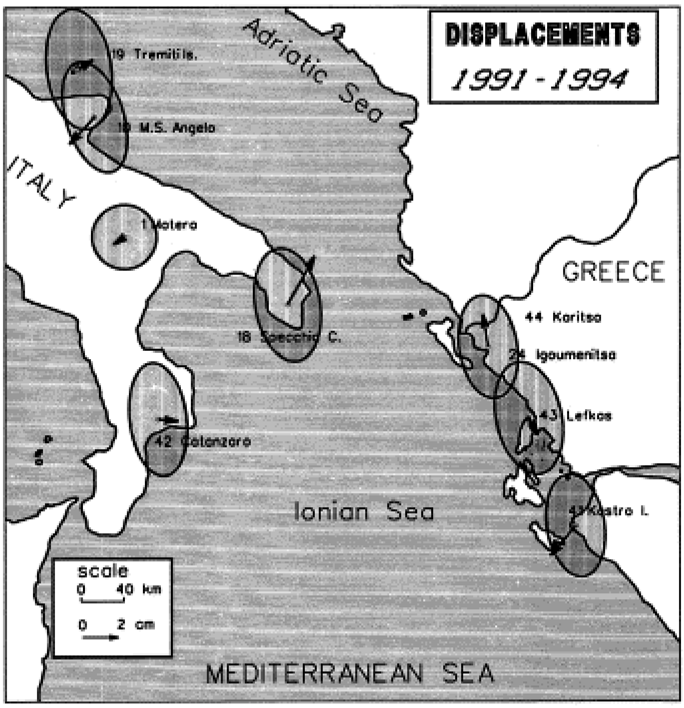
$$\mathrm{x}_1 = \mathrm{x}_0 + \mathrm{F}_1\mathrm{a} + \mathrm{v}_1$$
$$\vdots$$
$$\mathrm{x}_\mathrm{a} = \mathrm{x}_0 + \mathrm{F}_\mathrm{a}\mathrm{a} + \mathrm{v}_\mathrm{a}$$
$$\vdots$$
$$\mathrm{x}_\mathrm{m} = \mathrm{x}_0 + \mathrm{F}_\mathrm{m}\mathrm{a} + \mathrm{v}_\mathrm{m} \qquad (4.3.1.24)$$

ή $\mathrm{x} = \mathrm{x}_0 + \mathrm{Fa} + \mathrm{v}$ και $\mathrm{v}^\mathrm{T}\mathrm{Wv} = \sum_{\mathrm{a}=1}^{\mathrm{m}} \mathrm{v}_\mathrm{a}^\mathrm{T}\, \mathrm{W}_\mathrm{a}\mathrm{v}_\mathrm{a} = \min.$ (4.3.1.25)

όπου x_0 ορίζεται ως το διάνυσμα των συντεταγμένων για την εποχή αναφοράς και με τον όρο Fa να περιγράφει το διάνυσμα μετατόπισης u. Οι μετατοπίσεις μπορούν να θεωρηθούν εξαρτημένες ως προς το χρόνο ή ως προς το χώρο και το χρόνο.

Για το χρονικό διάστημα της περιόδου ανάλυσης (όλες οι εποχές), οι αντίστοιχες matrix συνδιακυμάνσεις Q που προέρχονται από τους μετασχηματισμούς, είναι ημι-θετικά ορισμένες. Σε αυτήν την περίπτωση, οποιαδήποτε επιλογή του γενικευμένου ανάστροφου matrix $\mathrm{W} = \mathrm{Q}^-$, οδηγεί στις καλύτερες αμερόληπτες εκτιμήσεις για τις παραμέτρους u.

Για την επεξήγηση της μεθόδου (Rossikopoulos et al., 1998) χρησιμοποιούνται μετρήσεις GPS που σχετίζονται με ένα γεωδαιτικό δίκτυο 9 σημείων, το οποίο συνδέει τις ελληνικές και ιταλικές ακτές στο Ιόνιο Πέλαγος και την Αδριατική θάλασσα, αντίστοιχα (Εικόνα 4.3.1.1). Χαρακτηριστικό παράδειγμα τεχνικής για την εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, προκειμένου να προσαρμοστούν τα εξαρτώμενα από το χρόνο δίκτυα, αποτελούν τα φίλτρα Kalman, όπου η εξίσωση $\mathrm{u} = \mathrm{Fa}$ είναι το δυναμικό σύστημα που συνδέει τις εποχές των μετρήσεων (Floyd et al., 2010), ή άλλους χωρισμένους αλγόριθμους για την ταυτόχρονη προσαρμογή των χρονικών παρατηρήσεων με διαδοχικό τρόπο (Rossikopoulos et al., 2016).



Εικόνα 4.3.1.1 Διανύσματα μετατόπισης και ελλείψεις σφάλματος εμπιστοσύνης ($1 - \alpha = 0.95$) από το 1991 έως 10 1994 (από Rossikopoulos et al., 1998)

4.3.2. Πολυωνυμικής μορφής συνάρτηση των καταγεγραμμένων τιμών

Ως παραμόρφωση ορίζεται η αλλαγή – μεταβολή της θέσης των σημείων ενός σώματος με τρόπο κατά τον οποίο οι αποστάσεις μεταξύ ορισμένων σημείων σε μία τελική θέση να διαφέρουν από τις αντίστοιχες σε μία αρχική θέση. Με τη μελέτη των παραμορφώσεων επιτυγχάνεται η σύγκριση του σχήματος και της μορφής που παρουσιάζει ένα σώμα στην αρχική και τελική θέση. Η προαναφερόμενη σύγκριση βασίζεται στον προσδιορισμό των μετακινήσεων ορισμένων σημείων, όπως για παράδειγμα οι σταθμοί GNSS σε ένα γεωδαιτικό δίκτυο. Ακολουθεί η χρήση μίας πολυωνυμικής μορφής συνάρτησης στις καταγεγραμμένες τιμές, αφού προηγηθεί η προσαρμογή της σε ορισμένες μεθόδους παρεμβολής, η οποία παρουσιάζει με τον βέλτιστο τρόπο την υφιστάμενη παραμόρφωση (Rossikopoulos, 1999). Στην περίπτωση κατά την οποία μετατοπίζονται τα εξεταζόμενα σημεία, δίχως να εντοπίζεται αλλαγή στη σχετική θέση τους, το εξεταζόμενο σώμα χαρακτηρίζεται ως απαραμόρφωτο. Στην αντίθετη περίπτωση, κατά την οποία εντοπίζονται μεταβολές στη σχετική θέση των σημείων, το εξεταζόμενο σώμα χαρακτηρίζεται ως παραμορφωμένο.

Έστω ότι $\mathrm{r} = \mathrm{r}(\mathrm{t})$ και $\mathrm{r}' = \mathrm{r}(\mathrm{t}')$ ορίζονται ως τα διανύσματα των συντεταγμένων ενός σημείου P δύο διαφορετικών εποχών, t και t'. Το διάνυσμα

$$\vec{\mathrm{p}} = \vec{\mathrm{r}}' - \vec{\mathrm{r}} \quad (4.3.2.1)$$

ονομάζεται διάνυσμα μετακίνησης του σημείου P. O πίνακας στήλη $p = r' - r$

$$p = H(t) - H(t') \text{ ή } p = \begin{bmatrix} u \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x(t) - x(t') \\ y(t) - y(t') \end{bmatrix} \text{ ή } p = \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix}$$

$$= \begin{bmatrix} x(t) - x(t') \\ y(t) - y(t') \\ z(t) - z(t') \end{bmatrix} \quad (4.3.2.2)$$

για τα κατακόρυφα, οριζόντια ή τρισδιάστατα δίκτυα αντίστοιχα, περιλαμβάνει ως στοιχεία τις συνιστώσες του διανύσματος $\vec{p}$ σε σχέση με το σύστημα αναφοράς των συντεταγμένων r και r′. Λαμβάνοντας υπόψη την υπόθεση της συνέχειας του πεδίου των παραμορφώσεων, οι μετακινήσεις u και v του σημείου κατά τις διευθύνσεις x και y είναι τιμές στοχαστικών συναρτήσεων του χώρου (r) ή/και του χρόνου (t). Επομένως, κάθε στοιχείο του διανύσματος p θεωρείται ως η τιμή $f_k(r)$μιας γραμμικής συνάρτησης f_k της μορφής

$$f_k(r) = a_{k1}\varphi_1(r) + a_{k2}\varphi_2(r) + \dots + a_{km}\varphi_m(r) \quad (4.3.2.3)$$

$$\text{ή } f_k(r) = \sum_{l=1}^{m} a_{kl}\,\varphi_l(r) \quad (4.3.2.4)$$

όπου a_{kl} είναι πραγματικοί αριθμοί, άγνωστες παράμετροι που πρέπει να εκτιμηθούν στο πρόβλημα της παρεμβολής, $k = 1, 2$ ή $k = 1, 2, 3$ ο δείκτης που αναφέρεται στις μετακινήσεις κατά x, y ή x, y, z αντίστοιχα και οι “επιλεγμένες” συναρτήσεις φ_i $(i = 1, 2, \dots, m)$ ονομάζονται συναρτήσεις βάσης. Παραδείγματα συναρτήσεων βάσης είναι η επιλογή μονώνυμων της μορφής $x^i y^j z^k$.

$$1, x, y, z, x^2, y^2, z^2, xy, yz, xz, x^3, y^3, z^3, x^2y, y^2z, \dots \quad (4.3.2.5)$$

Ορισμένες αναλυτικές συναρτήσεις για τη δισδιάστατη περιγραφή των οριζόντιων μετακινήσεων είναι η

$$f_k(x, y) = a_{k0} + \sum_{l=1}^{r}\sum_{m=0}^{l} a_{kn}x^{l-m}y^m, n = \frac{1}{2}l(l-1) + m \quad (4.3.2.6)$$

όπου n είναι ο δείκτης αρίθμησης του όρου $x^{l-m}y^m$. Αναλυτικότερα, οι μετακινήσεις u και v κατά x και y αντίστοιχα ενός σημείου περιγράφονται δισδιάστατα από τις σχέσεις

$$u = a_{1o} + \sum_{l=1}^{r}\sum_{m=0}^{l} a_{1n}x^{l-m}y^m, v = a_{2o} + \sum_{l=1}^{r}\sum_{m=0}^{l} a_{2n}x^{l-m}y^m \quad (4.3.2.7)$$

Η χρήση των τμηματικών πολυωνυμικών συναρτήσεων (splines) αποτελεί μία επιπλέον δυνατότητα επιλογής, βάση των οποίων η κυβική τμηματική πολυωνυμική συνάρτηση (cubic spline) χρησιμοποιείται περισσότερο σε γεωδαιτικές εφαρμογές των σχετικών μεθόδων παρεμβολής.

Λαμβάνοντας υπόψη τα προαναφερόμενα, το διάνυσμα μετακίνησης p_i ενός σημείου P_i δίνεται από τον τύπο:

$$p_i = \Phi(r_i)a = \Phi_i a \quad (4.3.2.8)$$

όπου a είναι το διάνυσμα των αγνώστων a_{ki} και Φ_i είναι ο πίνακας των συντελεστών με στοιχεία τις τιμές των συναρτήσεων βάσης φ_i.

Κατά την περίπτωση, στην οποία οι μετακινήσεις θεωρούνται χρονικά εξαρτημένες μεταξύ τους και χωρικά ανεξάρτητες, μπορούν να περιγραφούν από τη σχέση

$$f_k(\delta t) = \sum_{l=1}^{m} a_{kl}\varphi_l(\delta t) \quad (4.3.2.9)$$

όπου $\delta t = t' - t$ αποτελεί τη χρονική απόσταση από την εποχή t ως την εποχή t'. Η μετακίνηση ενός σημείου P_i δίνεται σε μορφή πινάκων από τη σχέση

$$p_i = \Phi_i(\delta t)a \quad (4.3.2.10)$$

Ορισμένες συναρτήσεις, οι οποίες σχετίζονται με τις μετακινήσεις στο χρόνο και εφαρμόζονται σε οριζόντια, κατακόρυφα ή τρισδιάστατα δίκτυα ευρύτερων περιοχών, αλλά και στις κινήσεις των ηπειρωτικών τεμαχών, είναι οι ακόλουθες (4.3.2.11). Έστω ότι η μετακίνηση ορισμένων σημείων της εξεταζόμενης περιοχής είναι μία ομαλή κίνηση στο χρόνο. Συνεπώς, το διάνυσμα των μετακινήσεων εκφράζεται ως συνάρτηση της ταχύτητας μετακίνησης, ή και της επιτάχυνσης, με βάση την εξίσωση

$$u = x - x' = \delta t\frac{du}{dt} + \frac{1}{2}\delta t^2\frac{d^2u}{dt^2} + \ \dots = \delta t\,\dot{u} + \frac{1}{2}\delta t^2\,\ddot{u} + \ \dots$$

$$v = y - y' = \delta t\frac{dv}{dt} + \frac{1}{2}\delta t^2\frac{d^2v}{dt^2} + \ \dots = \delta t\,\dot{v} + \frac{1}{2}\delta t^2\,\ddot{v} + \ \dots \quad (4.3.2.11)$$

ή με τη χρήση του συμβολισμού πινάκων

$$p = \delta t\frac{dp}{dt} + \frac{1}{2}\delta t^2\frac{d^2p}{dt^2} = \delta t\,\dot{p} + \frac{1}{2}\delta t^2\,\ddot{p} \quad (4.3.2.12)$$

όπου $\delta t = t' - t$, αποτελεί τη χρονική απόσταση και $\dot{p}, \ddot{p}$ αποτελούν τα διανύσματα των ταχυτήτων και των επιταχύνσεων των συντεταγμένων ενός σημείου. Θεωρώντας το γεγονός ότι οι μετακινήσεις παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτήρα στο χρόνο, κάτι το οποίο δεν ισχύει πάντα, χρησιμοποιείται μόνο το γραμμικό τμήμα της προαναφερόμενης εξίσωσης.

$$f_k(r, \delta t) = \sum_{l=1}^{m} a_{kl}\varphi_l(r, \delta t) \quad (4.3.2.13)$$

όπου r είναι οι συντεταγμένες του σημείου την εποχή αναφοράς, δt είναι το χρονικό διάστημα από την εποχή αναφοράς ως την εποχή εξέτασης και ο δείκτης $k = 1, 2, 3$ αναφέρεται στις μετακινήσεις κατά x, y και z αντίστοιχα.

Μία επιλογή συναρτήσεων f_k θεωρούνται οι πολυωνυμικού τύπου συναρτήσεις που ορίζονται από την εξίσωση (για τις δύο διαστάσεις)

$$f_k(x, y, \delta t) = \sum_{l=0}^{r_x} \sum_{m=0}^{r_y} \sum_{n=1}^{r_t} a_{kj} x^l y^m \delta t^n \quad (4.3.2.14)$$

όπου r_x,r_y και r_t είναι η τάξη του πολυωνύμου ως προς x, y και t αντίστοιχα και $j = j(l, m, n)$ είναι ο δείκτης αρίθμησης των παραμέτρων a_{kj} της συνάρτησης. Μία επιπρόσθετη επιλογή εξισώσεων f_k είναι οι

$$f_k(x, y, \delta t) = f_{ok}(x, y)\ q(\delta t) \quad (4.3.2.15)$$

όπου οι συναρτήσεις $f_{ok}(x, y)$ έχουν τη μορφή που δόθηκε παραπάνω (αποτελώντας συναρτήσεις της θέσης των εξεταζόμενων σημείων) και q αποτελεί τη συνάρτηση του χρόνου.

Το διάνυσμα μετακίνησης p_i ενός σημείου P_i εκφράζεται από τη σχέση

$$p_i = \Phi(r_i, \delta t)a = \Phi_i a \quad (4.3.2.16)$$

Η καταλληλότητα ενός μοντέλου βασίζεται στη γνώση της διαθέσιμης πληροφορίας σε σχέση με την παραμόρφωση του αντικείμενου μελέτης, ως προς το χώρο και το χρόνο. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί μία περιοχή, στην οποία είναι εγκατεστημένο ένα δίκτυο, όπου εντοπίζονται ρηγματώσεις λόγω της εκδήλωσης κάποιου σεισμικού φαινομένου. Στη συγκεκριμένη περιοχή, λοιπόν, εντοπίζεται μία χωρική ασυνέχεια. Λαμβάνοντας υπόψη είτε τις θέσεις των ρηξιγενών ζωνών ως προς τις κορυφές του δικτύου, είτε τις θέσεις και τον αριθμό των ρηξιγενών ζωνών, χαρακτηρίζονται οι συντεταγμένες και οι μεταβολές τους ως χωρικά ανεξάρτητες ή εξαρτημένες, διαφορετικά η περιοχή διαιρείται σε διακριτά τεκτονικά τεμάχη, με κριτήριο τη διαφοροποιημένη παραμόρφωση που παρουσιάζει το καθένα από αυτά. Επιπρόσθετα, η εκδήλωση ενός σεισμικού γεγονότος ανάμεσα σε δύο εποχές έχει ως αποτέλεσμα την εμφάνιση χρονικής ασυνέχειας. Συνεπώς, οι μεταβολές που παρουσιάζει η θέση των σημείων δεν παρουσιάζουν εξάρτηση μεταξύ τους στις δύο εξεταζόμενες εποχές. Ως εκ τούτου, το κριτήριο για να θεωρηθούν ανεξάρτητες ή εξαρτημένες οι συντεταγμένες ως προς το χρόνο, σχετίζεται με την παρουσία ή απουσία χρονικών ασυνεχειών ανάμεσα στις εποχές που καταγράφηκαν οι παρατηρήσεις (Rossikopoulos, 2020). Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι πιο ισχυρές και μεγαλύτερης σημασίας κινήσεις του γήινου φλοιού εντοπίζονται κατά μήκος των λιθοσφαιρικών πλακών και εκδηλώνονται με την παρουσία σεισμικών φαινομένων, ηφαιστειακής δραστηριότητας και ανυψώσεων – καταβυθίσεων, που προκύπτουν ως αποτέλεσμα των σύνθετων περιστροφών των σημαντικών τεκτονικών τεμαχών. Επιπλέον, εκτός από της παγκόσμιας κλίμακας κινήσεις, εντοπίζονται χαρακτηριστικές κινήσεις τμημάτων στο εσωτερικό των ηπείρων, τα όρια των οποίων διαμορφώνονται από την παρουσία σημαντικών ρηξιγενών ζωνών, ενώ ταυτόχρονα το γεγονός ότι η φύση των λιθοσφαιρικών πλακών δε χαρακτηρίζεται από τέλεια ακαμψία, οδηγεί στη δράση συνεχούς παραμόρφωσης των προαναφερόμενων τμημάτων. Συνεπώς, η επεξεργασία των γεωδαιτικών δεδομένων καθιστά εξαιρετικής σημασίας το διαχωρισμό της σχετικής κίνησης μεταξύ των διαφόρων τεμαχών από τις παραμορφώσεις που υφίσταται το κάθε τέμαχος.

Όσον αφορά την εξέταση των παραμέτρων παραμόρφωσης από τις γεωδαιτικές παρατηρήσεις, αρχικά πραγματοποιείται η εξέταση της γενικευμένης περίπτωσης του Ιακωβιανού πίνακα J και παρατηρείται η εξάρτησή του από το διάνυσμα θέσης r, το οποίο εντοπίζεται σε όλα τα σημεία του σώματος που παραμορφώνεται, ενώ ο συγκεκριμένος τύπος παραμόρφωσης χαρακτηρίζεται ως μη ομογενής. Στην αντίθετη περίπτωση κατά την οποία ο Ιακωβιανός πίνακας J δεν παρουσιάζει κάποια σχέση εξάρτησης με το διάνυσμα θέσης r, ο αντίστοιχος τύπος παραμόρφωσης ονομάζεται ομογενής. Το κύριο χαρακτηριστικό που παρουσιάζεται στον ομογενή τύπο παραμόρφωσης είναι το γεγονός ότι οι παράλληλες γραμμές του σώματος πριν από το παραμορφωτικό γεγονός συνεχίζουν να είναι παράλληλες και μετά από τη διαδικασία της παραμόρφωσης. Ωστόσο, κατά την εξέταση της παραμόρφωσης του γήινου φλοιού δεν καθίσταται δυνατή η εμφάνιση του τύπου της ομογενούς παραμόρφωσης, καθώς αποτελεί ένα ασυνεχές και ανομοιόμορφο μέσο. Οι διαφοροποιήσεις των βραχωδών και εδαφικών σχηματισμών, καθώς και οι μετακινήσεις, λόγω της παρουσίας ρηξιγενών δομών, οδηγούν σε αποκλίσεις των καταγεγραμμένων μετατοπίσεων (Rossikopoulos, 1999). Εξαιτίας όσων προαναφέρθηκαν, πραγματοποιείται η παραδοχή ότι ο τρόπος παραμόρφωσης του γήινου φλοιού και των τεχνικών έργων, περιμετρικά των σημείων μίας μικρής περιοχής είναι ομογενής. Η συγκεκριμένη ομογενής παραμόρφωση περιγράφεται από την εξίσωση:

$$\mathrm{r}' = \mathrm{J}\,\mathrm{r} + \mathrm{c} \quad (4.3.2.17)$$

όπου c ορίζεται ως το διάνυσμα μετάθεσης του στερεού σώματος, τα στοιχεία του οποίου δεν περιγράφονται από τον τανυστή παραμόρφωσης. Χρησιμοποιώντας τη σχέση, $J = D + I$, η παραπάνω σχέση για ένα σημείο p_i λαμβάνει τη μορφή

$$p_i = D\, r_i + c \quad (4.3.2.18)$$

ή $p_i = \Phi(r_i)a = \Phi_i a \quad (4.3.2.19)$

όπου a ορίζονται ως οι άγνωστες συνιστώσες του τανυστή παραμόρφωσης και οι μεταθέσεις του διανύσματος c. Πιο συγκεκριμένα, στην περίπτωση των δύο διαστάσεων ισχύει

$$u_i = x'_i - x_i = x_i e_{xx} + \frac{1}{2} y_i \gamma_2 - y_i \omega + c_x$$

$$v_i = y'_i - y_i = y_i e_{yy} + \frac{1}{2} x_i \gamma_2 - x_i \omega + c_y \quad (4.3.2.20)$$

όπου u_i, v_i ορίζονται ως οι μετακινήσεις, x_i, y_i ως οι συντεταγμένες του σημείου κατά την εξεταζόμενη εποχή αναφοράς και ε_{xx}, ε_{yy}, γ_2 ως οι άγνωστες παράμετροι παραμόρφωσης. Επιπλέον, ως ω ορίζεται η στροφή του σώματος γύρω από την αρχή των αξόνων του συστήματος αναφοράς και ως c_x, c_y οι μεταθέσεις όλου του σώματος κατά x και y, αντίστοιχα. Οι προαναφερόμενες εξισώσεις, συμπεριλαμβανομένων και των παραμέτρων που σχετίζονται με τον ομογενή τύπο παραμόρφωσης, θεωρείται ότι συμβάλλουν σημαντικά στη συνόρθωση που παρουσιάζει το δίκτυο διαχρονικά, με την προϋπόθεση ότι ορισμένα σημεία διατηρούνται ακίνητα, τα οποία λειτουργούν ως σημεία αναφοράς. Συνεπώς, στην περίπτωση κατά την οποία καλύπτεται η παραπάνω προϋπόθεση, καθίσταται δυνατή η εκτίμηση των παραμέτρων ολίσθησης c_x, c_y ως προς το σύστημα αναφοράς, όπως αυτό ορίζεται από αντίστοιχα σημεία. Οι συγκεκριμένες παράμετροι περιγράφουν το μη παραμορφωμένο σώμα, ενώ δεν υπολογίζονται από τον τανυστή παραμόρφωσης. Επιπλέον, καθίσταται δυνατή η εκτίμηση της περιστροφής ω, παρά το γεγονός ότι οι συνιστώσες e_{xy} και e_{yx} αποτελούν εκτιμώμενα μεγέθη.

Η εκτίμηση των παραμέτρων παραμόρφωσης μπορεί να αναλυθεί με δύο διαφορετικούς τρόπους. Ο πρώτος βασίζεται στη συμμετοχή των συγκεκριμένων παραμέτρων στη συνόρθωση, ενώ ο δεύτερος βασίζεται στη διαχρονική σύγκριση των αποτελεσμάτων, τα οποία προκύπτουν από τις διάφορες μορφές του δικτύου. Με τον πρώτο τρόπο μελετάται το ενδεχόμενο, κατά το οποίο οι πληροφορίες των καταγεγραμμένων παρατηρήσεων μπορούν να οδηγήσουν στην εκτίμηση των παραμέτρων παραμόρφωσης. Ως εκ τούτου, κατά τη δημιουργία ενός δικτύου παρακολούθησης του φλοιού της Γης είναι απαραίτητο να λαμβάνεται υπόψη μία σειρά διαδικασιών:

1) Με τη χρήση σχετικών παρατηρήσεων κατά τη διάρκεια των δύο εποχών πραγματοποιείται ο ορισμός της κλίμακας του δικτύου.

2) Με εξαίρεση την περίπτωση της εποχής αναφοράς κατά την οποία πραγματοποιήθηκαν παρατηρήσεις προσανατολισμού του δικτύου, οι παράμετροι ε_{xx}, ε_{yy}, γ_1, γ_2 και οι τιμές τους αναφέρονται στην εποχή αναφοράς.

3) Για τον προσανατολισμό της παραμέτρου ω θεωρείται απαραίτητη η ύπαρξη παρατηρήσεων προσανατολισμού του δικτύου είτε και στις δύο εποχές είτε μόνο τη δεύτερη εποχή σε σχέση με την πρώτη. Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στην περίπτωση κατά την οποία υπάρχουν σταθερά σημεία, που δε συμπεριλαμβάνονται στην περιοχή που υφίσταται την παραμόρφωση, ο υπολογισμός της παραμέτρου ω βασίζεται στο σύστημα που ορίζεται από αυτά τα σημεία.

Κατά το δεύτερο τρόπο, η εκτίμηση των παραμέτρων που σχετίζονται με την παραμόρφωση πραγματοποιείται σε ένα αυστηρότερο πλαίσιο. Ειδικότερα, εξετάζεται ο τρόπος μεταβολής των προαναφερόμενων παραμέτρων στην περίπτωση κατά την οποία στις δύο συγκρινόμενες ομάδες συντεταγμένων χρησιμοποιούνται διαφορετικοί μετασχηματισμοί εξαιτίας του διαφορετικού συστήματος αναφοράς, τέτοιο ώστε το σύνολο των καταγεγραμμένων παρατηρήσεων της εκάστοτε εποχής να διατηρείται αναλλοίωτο. Συνεπώς, από τα συγκρινόμενα αποτελέσματα διαπιστώνονται τα εξής (Rossikopoulos, 2020):

1) Οι τιμές των ποσοτήτων ε_{xx}, ε_{yy}, γ_1, γ_2 και Δ δεν εξαρτώνται ούτε από τον προσανατολισμό μίας εποχής t' αλλά ούτε κι από τη μετάθεση των δύο συστημάτων στο χώρο.

2) Αντιθέτως, οι προαναφερόμενες ποσότητες είναι εξαρτώμενες τόσο από την κλίμακα των δύο εποχών όσο και από τον προσανατολισμό που παρουσιάζει η εποχή αναφοράς t.

3) Οι τιμές της παραμέτρου ω εξαρτώνται σε σημαντικό βαθμό από τον προσανατολισμό των συστημάτων αναφοράς των δύο εξεταζόμενων εποχών.

Οι παραμορφώσεις του φλοιού της Γης μπορούν να υπολογιστούν με διάφορους τρόπους, χρησιμοποιώντας γεωδαιτικές μετρήσεις, και εντάσσονται σε τρεις διαφορετικές κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει το σύνολο των προαναφερομένων εξισώσεων, βάση των οποίων πραγματοποιείται η συνόρθωση των καταγεγραμμένων παρατηρήσεων όλων των εποχών, οδηγώντας στην περιγραφή της σταδιακής μεταβολής των παρατηρήσεων σε ολόκληρο το διάστημα καταγραφής, με τη χρήση της κατάλληλης εξίσωσης. Η αντιμετώπιση των παραμέτρων παραμόρφωσης βασίζεται στην ντετερμινιστική προσέγγιση, βάση της οποίας μία ολόκληρη περιοχή χαρακτηρίζεται από ομοιογένεια ως προς την παραμόρφωση, ή διαφορετικά οι παράμετροι παραμόρφωσης συνδυάζονται με διάφορες μεθόδους αναλυτικής παρεμβολής. Ειδικότερα, παρακάτω παρουσιάζονται οι μορφές των παραμέτρων παραμόρφωσης, οι οποίες λαμβάνουν διαφορετικές τιμές στο εκάστοτε σημείο (Rossikopoulos, 1999).

$$e_{xx} = \frac{du}{dx} = \sum_{l=1}^{r} \sum_{m=0}^{l} (l-m)\, a_{1n} x^{l-m-1} y^{m}$$

$$e_{yy} = \frac{dv}{dy} = \sum_{l=1}^{r} \sum_{m=0}^{l} m\, a_{2n} x^{l-m} y^{m-1}$$

$$\begin{aligned} \gamma_2 = \frac{du}{dy} + \frac{dv}{dx} &= \sum_{l=1}^{r} \sum_{m=0}^{l} m a_{1n} x^{l-m} y^{m-1} \\ &+ \sum_{l=1}^{r} \sum_{m=0}^{l} (l-m) a_{2n} x^{l-m-1} y^{m} \qquad (4.3.2.21) \end{aligned}$$

$$\omega = \frac{1}{2}\left(\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}\right) = \frac{1}{2}\left(\sum_{l=1}^{r} \sum_{m=0}^{l} (l-m)\, a_{2n} x^{l-m-1} y^{m} - \sum_{l=1}^{r} \sum_{m=0}^{l} m a_{1n} x^{l-m} y^{m-1}\right)$$

Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει τις μεταβολές των συντεταγμένων, οι οποίες προέρχονται από τη διαδικασία της συνόρθωσης του δικτύου κατά τη μελέτη των διαφόρων εποχών, ενώ επιπρόσθετα η εκτίμηση των παραμέτρων παραμόρφωσης βασίζεται στους υπολογισμούς που χρησιμοποιούν ως βάση τις μεθόδους παρεμβολής (π.χ. αναλυτική παρεμβολή, σημειακή προσαρμογή, πεπερασμένα στοιχεία κλπ.). Κατά συνέπεια, η σχέση (4.3.2.20) λαμβάνει τη μορφή:

$$p_i = \begin{bmatrix} u_i \\ v_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_i & 0 & \frac{1}{2} x_i & -y_i \\ 0 & y_i & \frac{1}{2} y_i & x_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e_{xx} \\ e_{yy} \\ \gamma \\ \omega \end{bmatrix} \qquad (4.3.2.22)$$

Η τρίτη κατηγορία περιλαμβάνει την επαναμέτρηση ορισμένων μεγεθών, όπως γωνίες, αποστάσεις και βάσεις GPS, καθώς και συνδυασμό των προαναφερόμενων, τα οποία είναι ανεξάρτητα μεταξύ τους, ενώ ταυτόχρονα δε θεωρείται απαραίτητος ο σχηματισμός τριγώνων ή η ένταξη των μεγεθών αυτών σε κάποιο δίκτυο. Συνεπώς, η εξαγωγή των παραμέτρων παραμόρφωσης βασίζεται στη σύγκριση των συγκεκριμένων μεγεθών, η οποία πραγματοποιήθηκε διαχρονικά, με τη χρήση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων.

Επιπρόσθετα, η χρήση εξισώσεων, η μορφή των οποίων παρουσιάζεται παρακάτω, καθιστά δυνατό το συνδυασμό των προαναφερόμενων παρατηρήσεων με τις αντίστοιχες κάποιου δικτύου ή με τις παρατηρήσεις ορισμένων ειδικών οργάνων (επιμηκυνσιομέτρων, κλισίμετρων, κλπ), τα οποία καταγράφουν τις συνεχείς μεταβολές που λαμβάνουν χώρα είτε στο στερεό φλοιό είτε στην περιοχή που έχει κατασκευαστεί ένα τεχνικό έργο (Rossikopoulos, 2020).

Έστω ότι y_{ij} ορίζεται ως το μέγεθος που ελέγχεται μεταξύ των σημείων P_i και P_j σε μία συγκεκριμένη εποχή t και y'_{ij} το αντίστοιχο μέγεθος σε μία άλλη t' εποχή. Οι γραμμικές εξισώσεις παρατήρησης της συγκεκριμένης εποχής λαμβάνει την παρακάτω μορφή:

$$y_{ij} = y_o - A_{ij}\, x_i + A_{ij}\, x_j \quad (4.3.2.23)$$

ενώ η αντίστοιχη για την t' εποχή είναι:

$$y'_{ij} = y_o - A'_{ij}\, x'_i + A'_{ij} x'_j = y_o - A'_{ij}\, x_i + A'_{ij}\, x_j - A'_{ij}\,(x'_i - x_i) + A'_{ij}\,\left(x'_j - x_j\right) \quad (4.3.2.24)$$

ή $y'_{ij} = y_o - A'_{ij}\, x_i + A'_{ij}\, x_j - A'_{ij}\, p_i + A'_{ij}\, p_j \quad (4.3.2.25)$

όπου y_o ορίζεται η προσεγγιστική τιμή της παρατήρησης, x_i, x_j ορίζονται ως οι διορθώσεις των προσεγγιστικών συντεταγμένων την εποχή t και p_i, p_j ορίζονται ως τα διανύσματα των μετακινήσεων των σημείων P_i και P_j. Κατά την αφαίρεση των δύο σχέσεων, κατά μέλη, λόγω του γεγονότος ότι $A_{ij} = A'_{ij}$, παρουσιάζεται ταυτόχρονα η μεταβολή $\delta_t y_{ij} = y'_{ij} - y_{ij}$ για την παρατήρηση y_{ij} στο χρονικό διάστημα $t' - t$

$$y'_{ij} - y_{ij} = -A_{ij}\, p_i + A_{ij}\, p_j = -A_{ij}\, \Phi_i\, a + A_{ij}\, \Phi_j\, a \quad (4.3.2.26)$$

$$\delta_t y_{ij} = A_{ij}\,\left[-\Phi_i + \Phi_j\right] a = A_{ij}\, \Phi_{ij}\, \alpha \quad (4.3.2.27)$$

λόγω μετακίνησης των σημείων P_i και P_j. Η εξίσωση παρατήρησης της y'_{ij} για την t' εποχή διαμορφώνεται ως εξής:

$$y'_{ij} = y_o - A_{ij}\, x_i + A_{ij}\, x_j + \delta_t y_{ij} \quad (4.3.2.28)$$

$$y'_{ij} = y_o - A_{ij}\, x_i + A_{ij}\, x_j + A_{ij}\, \Phi_{ij}\, a \quad (4.3.2.29)$$

Ειδικότερα, οι συγκεκριμένες σχέσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν: α) στην απευθείας – άμεση σύγκριση των παρατηρήσεων, β) στην ενιαία αντιμετώπιση των παρατηρήσεων, θεωρώντας ότι ανήκουν στο σύνολο των παρατηρήσεων ενός διαχρονικού δικτύου και γ) στη χρήση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων, στην οποία δε χρησιμοποιούνται οι μεταβολές στις συντεταγμένες στις τρεις κορυφές, αλλά οι αντίστοιχες μεταβολές που παρουσιάζουν οι γωνίες και οι αποστάσεις (Rossikopoulos, 1999). Οι διάφοροι τύποι παρατήρησης λαμβάνουν τις ακόλουθες μορφές. Για το αζιμούθιο:

$$a_{ij} = \arctan\frac{x_j - x_i}{y_j - y_i} \quad (4.3.2.30)$$

οι συντελεστές των διορθώσεων των προσεγγιστικών συντεταγμένων για τα σημεία P_i και P_j προκύπτουν από την παρακάτω σχέση

$$A_{ij} = \begin{bmatrix} \frac{(y_j - y_i)^2}{S_{ij}} & -\frac{(x_j - x_i)^2}{S_{ij}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\cos a_{ij}}{S_{ij}} & -\frac{\sin a_{ij}}{S_{ij}} \end{bmatrix} \quad (4.3.2.31)$$

ενώ και ο υπολογισμός της διαχρονικής μεταβολής $\delta_t a_{ij} = a'_{ij} - a_{ij}$, με βάση τη σχέση (4.3.2.27), εκτιμάται από τη σχέση

$$a'_{ij} - a_{ij} = \sin a_{ij}\ \cos a_{ij}\,(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}) + \frac{1}{2}(\cos^2 a_{ij} - \sin^2 a_{ij})\,\gamma_2 - \omega \quad (4.3.2.32)$$

Ή λόγω του γεγονότος ότι $\gamma_1 = \varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}$

$$\delta_t a_{ij} = \frac{1}{2}\sin 2a_{ij}\,\gamma_1 + \frac{1}{2}\cos 2a\,\gamma_2 - \omega \quad (4.3.2.33)$$

Κατά την περίπτωση μελέτης της γωνίας $(\omega_{ijk} = a_{ik} - a_{ij})$ με κεντρικό σημείο P_i, αριστερό σημείο P_j και δεξιό σημείο P_k, εκτιμάται ο υπολογισμός της διαχρονικής μεταβολής σύμφωνα με την ακόλουθη σχέση:

$$\delta_t\omega_{ijk} = \omega'_{ijk} - \omega_{ijk} = \delta_t a_{ik} - \delta_t a_{ij} \quad (4.3.2.34)$$

ή πιο συγκεκριμένα

$$\delta_t\omega_{ijk} = \frac{1}{2}(\sin 2a_{ik} - \sin 2a_{ij})\,\gamma_1 + \frac{1}{2}(\cos 2a_{ik} - \cos 2a_{ij})\,\gamma_2 \quad (4.3.2.35)$$

Στην περίπτωση μελέτης της απόστασης

$$S_{ij} = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2} \quad (4.3.2.36)$$

ο υπολογισμός των συντελεστών των διορθώσεων των προσεγγιστικών συντεταγμένων για τα σημεία P_i και P_j προέρχονται με βάση την ακόλουθη σχέση

$$A_{ij} = \begin{bmatrix} \frac{x_j - x_i}{S_{ij}} & \frac{y_j - y_i}{S_{ij}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sin a_{ij} & \cos a_{ij} \end{bmatrix} \quad (4.3.2.37)$$

ενώ και η προαναφερόμενη εξίσωση λαμβάνει τη μορφή

$$S'_{ij} - S_{ij} = S_{ij}\left(\varepsilon_{xx}\sin^2 a_{ij} + \frac{1}{2}\gamma_2 \sin 2a_{ij} + \varepsilon_{yy}\cos^2 a_{ij}\right) \quad (4.3.2.38)$$

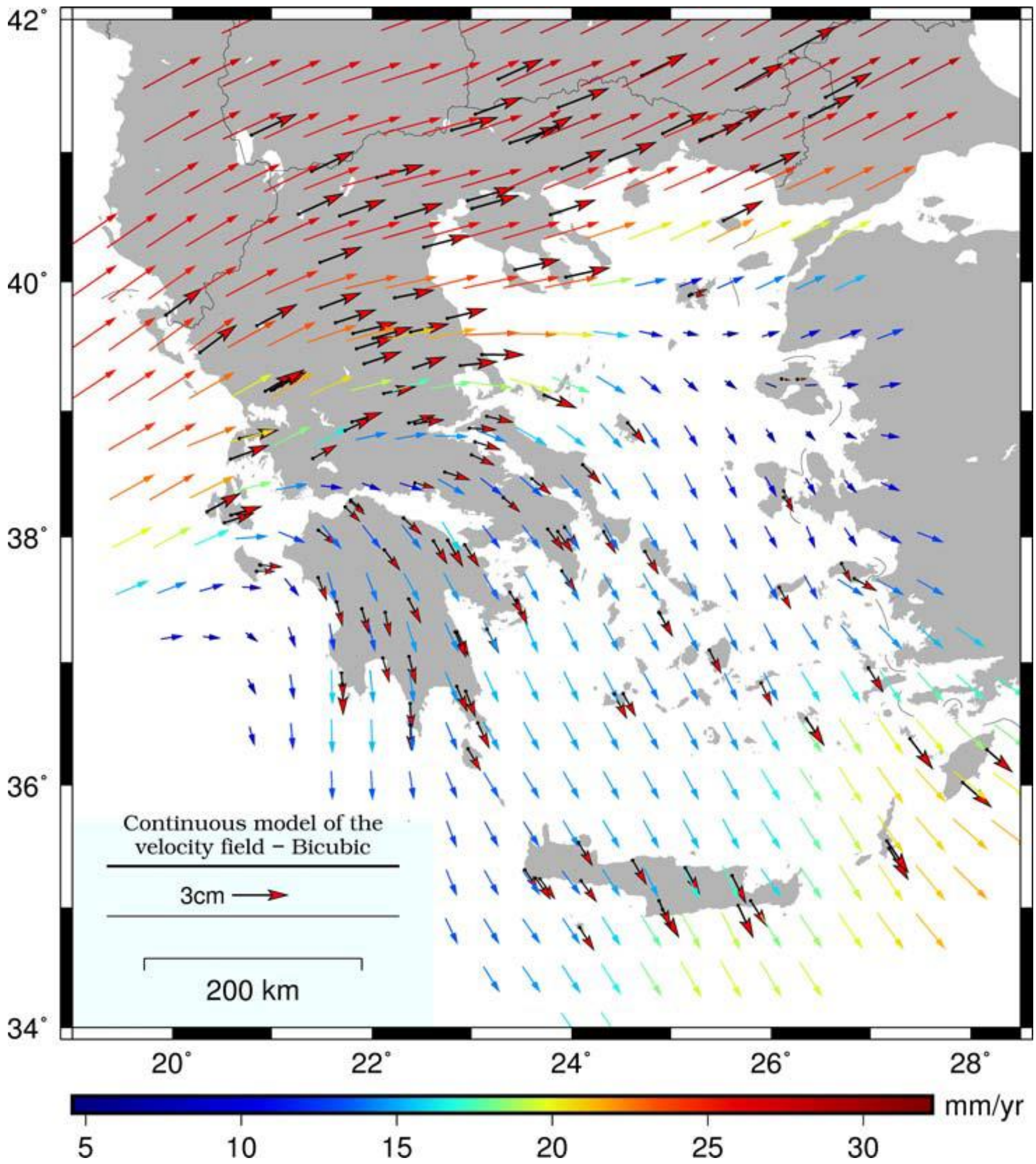
Με τη χρήση των εξισώσεων (4.3.2.35) και (4.3.2.38) υπολογίζονται οι παράμετροι της επιφανειακής παραμόρφωσης του ανώτερου φλοιού, η οποία μπορεί να προέρχεται από τη δράση του γεωδυναμικού καθεστώτος, καθώς και οι αντίστοιχες που προκύπτουν σε σημαντικά τεχνικά έργα από τη διαχρονική παρατήρηση των γωνιών και των αποστάσεων. Επιπρόσθετα, καθίσταται δυνατή η χρήση τους, όχι μόνο για να συγκρίνονται απευθείας οι παρατηρήσεις, αλλά και για να αντιμετωπίζονται ενιαία ως παρατηρήσεις ενός διαχρονικού δικτύου, ενώ επιπλέον χρησιμοποιούνται για την εκτέλεση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων, κατά την οποία δε λαμβάνεται υπόψη ο τρόπος που μεταβάλλονται οι συντεταγμένες των τριών κορυφών, αλλά οι αντίστοιχες μεταβολές στις γωνίες και τις αποστάσεις (Rossikopoulos, 2020).

4.4 ΑΠΟ ΔΙΑΚΡΙΤΕΣ ΣΕ ΣΥΝΕΧΕΙΣ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ

Το γεγονός ότι η ανάλυση των μετρήσεων παρέχει ένα μόνο διακριτό χαρακτήρα, ως αποτέλεσμα της διακριτής φύσης των σταθμών του δικτύου, θεωρείται ως μειονέκτημα στη μελέτη των παραμορφώσεων, κατά τη χρήση των γεωδαιτικών μεθόδων. Αντίθετα, τα σημαντικά γεωφυσικά χαρακτηριστικά παρουσιάζουν συνεχή χαρακτήρα, λόγω του γεγονότος ότι εξαρτώνται από το τι συμβαίνει σε μία πολύ μικρή περιοχή γύρω από κάθε σημείο της εξεταζόμενης περιοχής. Για την επέκταση των πληροφοριών, οι οποίες εξάγονται από την ανάλυση των μετρήσεων του δικτύου σε κάθε σημείο της εξεταζόμενης περιοχής, θεωρείται απαραίτητη η εφαρμογή των μεθόδων παρεμβολής προκειμένου να παρέχονται συνεχείς πληροφορίες από χωριστά γεωδαιτικά αποτελέσματα. Τα μειονεκτήματα τείνουν να εξαφανιστούν σήμερα, λόγω του γεγονότος ότι η τεχνολογία των τρισδιάστατων σαρωτών αναπτύσσεται ταχύτητα, τόσο σε επίγειες όσο και σε διαστημικές εφαρμογές, παρέχοντας συνεχή πληροφόρηση.

Κατά συνέπεια, για την εκτίμηση των κινήσεων, των ταχυτήτων ή των γεωφυσικών παραμέτρων, οι οποίες μπορούν να υπολογιστούν, σε οποιοδήποτε σημείο της περιοχής που καλύπτεται από το δίκτυο ελέγχου, μετά τη σύνδεση των χρονικών μορφών του, εφαρμόζονται μέθοδοι παρεμβολής. Ειδικότερα, η περιοχή διαιρείται σε ίσης τεκτονικής παραμόρφωσης περιοχές, ενώ μία γενική συνάρτηση, πολυωνυμικής μορφής, προσαρμόζεται στις χρονικές μεταβολές των συντεταγμένων για κάθε περιοχή. Μία σχετική μέθοδος αναλυτικής παρεμβολής είναι αυτή των πολυωνυμικών ή σφηνών (splines) με τις συνθήκες ομαλότητας να προσαρμόζονται στα όρια των περιοχών τους. Η πολυωνυμική παρεμβολή τύπου spline έχει εφαρμοστεί από τους Bitharis et al. (2015), χρησιμοποιώντας δι-κυβικές σφήνες στους κόμβους ενός κατάλληλα επιλεγμένου κανάβου για την παρεμβολή των ταχυτήτων 155 μόνιμων σταθμών GNSS στην Ελλάδα. Το συνεχές ελληνικό μοντέλο γεωδαιτικής ταχύτητας σε σχέση με το ITRF2008 παρουσιάζεται στην Εικόνα 4.4.1.

Οι συντεταγμένες και οι ταχύτητες του σταθμού που απεικονίζονται στην Εικόνα 1, υπολογίστηκαν με μία διαδοχική προσέγγιση φιλτραρίσματος του Kalman. Η σύνδεση των χρονικών μορφών του δικτύου έγινε μέσω της ενσωμάτωσής τους στο παγκόσμιο σύστημα αναφοράς ITRF2008, το οποίο εφαρμόστηκε μέσω του μετασχηματισμού ομοιότητας 7 παραμέτρων για κάθε εποχή, χρησιμοποιώντας μόνο τους IGS σταθμούς του ευρωπαϊκού τμήματος του εξεταζόμενου Ελληνικού Συνεχούς Δορυφορικού Δικτύου (Greek Continuous Satellite Network – GCSNet), εξαιρουμένων των ελληνικών σταθμών.



Εικόνα 4.4.1 Συνεχές ελληνικό μοντέλο γεωδαιτικής ταχύτητας σε σχέση με το ITRF2008 (από Rossikopoulos et al., 2016)

Εκτός από την αναλυτική προσέγγιση των κινήσεων, ως ένας διαφορετικός τρόπος θεωρείται η έκφραση των γνωστών περιορισμών των άγνωστων συναρτήσεων των κινήσεων μέσω μίας συνάρτησης συνδιακύμανσης που περιγράφει τη στατιστική συμπεριφορά των τιμών της με τη μέθοδο της συνάρτησης των ελαχίστων τετραγώνων. Η συνάρτηση των ελαχίστων τετραγώνων, η οποία περιγράφεται εκτενώς στο Κεφάλαιο 5, εφαρμόστηκε για πρώτη φορά στην ανάλυση των γεωδαιτικών δεδομένων για τον υπολογισμό των παραμέτρων παραμόρφωσης στους κόμβους ενός κανάβου στην περιοχή της Βόλβης στην Ελλάδα (Dermanis et al., 1981), χρησιμοποιώντας τις χρονικές διακυμάνσεις των σταθμών του δικτύου και στην περιοχή Friuli στην Ιταλία (Bencini et al., 1982). Εφαρμογές για την εκτίμηση των κάθετων κινήσεων δόθηκαν από τους El-Fiky et al. (1997), Hein & Kistermann (1981), Kanngieser (1983), ενώ στη συνέχεια εκτιμήθηκαν τόσο οι οριζόντιες όσο και κάθετες κινήσεις (Fotiou et al., 2016; El-Fiky & Kato, 1998; Kahle et al., 1995; Wu et al., 2006).

Εκτός από τις μεθόδους αναλυτικής παρεμβολής και τη συνάρτηση των ελαχίστων τετραγώνων, υπάρχουν κι άλλες μέθοδοι, οι οποίες είναι δυνατό να εφαρμοστούν για τη γενίκευση οποιουδήποτε μεγέθους που προκύπτει από τις χρονικές μεταβολές των σταθμών του δικτύου. Χαρακτηριστικά παραδείγματα μεθόδων είναι η καθαρή αριθμητική μέθοδος του κινητού μέσου όρου, καθώς και η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων, η οποία χρησιμοποιείται εκτενώς στη γεωδαιτική έρευνα λόγω της απλότητας του τρόπου εφαρμογής της.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ – ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΜΕΘΟΔΩΝ

5.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ

Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων εφαρμόζεται στην περίπτωση κατά την οποία χρησιμοποιείται μία σειρά τιμών δεδομένων προκειμένου να περιγραφεί ένα συγκεκριμένο φαινόμενο, κατασκευάζοντας τη γραφική παράσταση αυτών των τιμών, χωρίς ωστόσο να λαμβάνεται υπόψη μία ακριβής μαθηματική σχέση, η οποία τις συσχετίζει μεταξύ τους. Ο στόχος της συγκεκριμένης μεθόδου είναι ο ορισμός ενός μαθηματικού τύπου, βάση του οποίου θα επιτευχθεί ο βέλτιστος προσδιορισμός της σχέσης των προαναφερόμενων τιμών δεδομένων, με τη χρήση ορισμένων μαθηματικών τύπων. Σημειώνεται ότι η βασική αρχή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων είναι η εύρεση της καλύτερης τιμής μίας παραμέτρου x, στην οποία το άθροισμα των τετραγώνων των αποκλίσεων των μετρήσεων x_i από την τιμή x είναι η ελάχιστη δυνατή (Taylor, 1997).

Οι παράμετροι που επιδρούν σε ένα φαινόμενο συνδέονται μαθηματικά μεταξύ τους. Ειδικότερα, διακρίνονται δύο κατηγορίες παραμέτρων. Στην πρώτη κατηγορία περιλαμβάνονται οι παράμετροι που δεν εξαρτώνται από τις αντίστοιχες παραμέτρους του εξεταζόμενου φαινομένου και την εξέλιξή του και χαρακτηρίζονται από αυτονομία. Στη δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνονται οι παράμετροι, η πορεία των οποίων επηρεάζεται από τις παραμέτρους του εξεταζόμενου φαινομένου, συμβάλλοντας στην περιγραφή του.

Ειδικότερα, όσον αφορά τους σημαντικότερους εξεταζόμενους μαθηματικούς τύπους, στους οποίους βασίζεται η εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, είναι οι εξής:

- $y = a + bx$ (γραμμική)
- $y = ae^{bx}$ (εκθετική)
- $y = a + b\ln x$ (λογαριθμική)
- $y = ax^b$ (σχέση δύναμης)
- $y = c_0 + c_1x + c_2x^2 + \cdots + c_nx^n$ (πολυωνυμική)

όπου x: ανεξάρτητη παράμετρος, y: εξαρτημένη παράμετρος και a, b, c_k: σύνθετες ή απλές σταθερές.

Με την εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων επιτυγχάνεται ο υπολογισμός των προαναφερόμενων σύνθετων ή απλών σταθερών (a, b, c_k) του εξεταζόμενου φαινομένου. Λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή των εξεταζόμενων τιμών στο διάγραμμα, εκτιμάται και επιλέγεται η πιο αντιπροσωπευτική ευθεία-καμπύλη, η οποία εκφράζεται από τους μαθηματικούς τύπους που παρατίθενται παραπάνω. Συνεπώς, η βέλτιστη προσαρμογή των δεδομένων στη γραφική παράσταση αποτελεί το βασικό κριτήριο επιλογής της.

Ως εκ τούτου, αφού προσδιοριστεί ο τύπος της ευθείας-καμπύλης, χρησιμοποιείται το σύνολο των τιμών των ανεξάρτητων και των εξαρτημένων παραμέτρων του εξεταζόμενου φαινομένου, προκειμένου να προσδιοριστούν οι σταθερές, με τη χρήση των παρακάτω μαθηματικών εξισώσεων:

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i^2 \sum_{i=1}^{n} y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} x_i y_i}{D} \quad (5.1.1)$$

$$b = \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{D} \quad (5.1.2)$$

$$D = n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2 \quad (5.1.3)$$

ενώ αντίστοιχα οι αβεβαιότητες των a και b προσδιορίζονται από τους εξής τύπους:

$$\sigma_a = \sigma_y \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} x_i^2}{D}} \quad (5.1.4)$$

$$\sigma_b = \sigma_y \sqrt{\frac{n}{D}} \quad (5.1.5)$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(y_i - a - bx_i)^2}{n-2}} \quad (5.1.6)$$

5.1.1. Λογισμικό grid_strain

5.1.1.1. Γενικά

Το λογισμικό grid_strain (και στις δύο μορφές του) χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του πεδίου παραμόρφωσης, με βάση τις μετατοπίσεις ορισμένων εξεταζόμενων – πειραματικών σημείων (Experimental Points – Eps) (Teza et al., 2008). Ειδικότερα, η δισδιάστατη μορφή του λογισμικού εκτιμά την παραμόρφωση στους κόμβους ενός επίπεδου κανάβου, ενώ αντιθέτως η τρισδιάστατη μορφή του λογισμικού (grid_strain3) εφαρμόζεται σε σημεία ενός ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DTM). Βασικό χαρακτηριστικό των δύο προαναφερόμενων περιπτώσεων είναι το γεγονός ότι οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται με τη χρήση μίας τροποποιημένης μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, με την εφαρμογή της οποίας δίνεται έμφαση στον τρόπο που επιδρά το εξεταζόμενο σημείο με τα γειτονικά του. Με τη συγκεκριμένη προσέγγιση επιτρέπεται η λειτουργία διαφορετικών κλιμάκων ανάλυσης, προσδιορίζοντας ένα συγκεκριμένο συντελεστή κλίμακας μείωσης ή ακόμη και τον αποκλεισμό σημείων, η θέση των οποίων βρίσκεται σε μεγάλη απόσταση από τους κόμβους του κανάβου. Η μείωση – αποκλεισμός των σημείων έχει ως στόχο την εκτίμηση της βέλτιστης δυνατής επίδρασης ενός σημείου, χωρίς να λαμβάνονται υπόψη σημεία όπου η επίδραση είναι ελάχιστη ή μηδενική. Όσον αφορά τα δεδομένα εισαγωγής που χρησιμοποιούνται στο λογισμικό, λαμβάνονται υπόψη οι μετατοπίσεις (ή οι ταχύτητες), οι οποίες λαμβάνονται με διάφορες τεχνικές (π.χ σταθμοί GPS, Επίγειος Σαρωτής Λέιζερ – TLS). Στη συγκεκριμένη περιπτωσιολογική μελέτη του ελληνικού χώρου, τα δεδομένα εισαγωγής προέρχονται από το δίκτυο των μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS, το οποίο περιγράφηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο. Τα μελετώμενα φαινόμενα παραμόρφωσης (από περίπου 10^{-8} έως 10^{-6} strains) του φλοιού μπορούν να είναι είτε περιφερειακής είτε τοπικής κλίμακας, ενώ μελετάται και η κινηματική του εκάστοτε μελετώμενου συστήματος. Επιπλέον, με την εφαρμογή του λογισμικού καθίστανται γνωστά τα σφάλματα των παραμορφώσεων και η γεωμετρική σημασία των αποτελεσμάτων.

5.1.1.2. Εισαγωγή

Η καταγραφή των μετατοπίσεων με διάφορες τεχνικές (επίγειες μεθοδολογίες και μεθοδολογίες που βασίζονται στη χρήση δορυφόρων) επιτυγχάνεται τόσο σε περιφερειακή όσο και τοπική κλίμακα, οδηγώντας στη μελέτη της επίδρασης του τεκτονικού καθεστώτος. Πιο συγκεκριμένα, η μελέτη της παραμόρφωσης του φλοιού βασίζεται στα δεδομένα που λαμβάνονται από τους μόνιμα εγκατεστημένους GPS σταθμούς, συλλέγοντας χρονοσειρές μεγάλης ακρίβειας, επιτρέποντας ταυτόχρονα την ανίχνευση κινήσεων. Με την εφαρμογή της τεχνικής GPS καθίσταται δυνατός ο προσδιορισμός του πεδίου ταχύτητας, το οποίο σχετίζεται με την κίνηση του φλοιού και αφορά μία κλίμακα της τάξεως των εκατό περίπου χιλιομέτρων (Bock et al., 2003), ενώ επιπλέον προσδιορίζονται οι τοπικές επιδράσεις σε σχετικά μικρές περιοχές. Η λήψη ενός συνόλου πολλαπλών και χρονικών συντεταγμένων των εξεταζόμενων – πειραματικών σημείων (EPs), ανεξαρτήτως από την επιλογή της μεθόδου τοπογραφίας, παρέχει τη δυνατότητα πληροφοριών σχετιζόμενες με την κινηματική.

Με βάση τις καταγεγραμμένες μετατοπίσεις ή ταχύτητες προσδιορίζεται το μοντέλο παραμόρφωσης, βάση του οποίου εκτιμάται η μορφολογική εξέλιξη της εξεταζόμενης επιφάνειας, καθώς και το καθεστώς των τάσεών της. Στη συγκεκριμένη προσέγγιση βασίζεται η μελέτη τεκτονικών φαινομένων (Anzidei et al., 2005; Caporali, 2003), ορίζοντας τα χαρακτηριστικά του ρηξιγενούς συστήματος, λαμβάνοντας υπόψη την προκαλούμενη από τους σεισμούς παραμόρφωση (Hunstad et al., 1999), ενώ ταυτόχρονα αξιολογούνται οι πιθανοί κίνδυνοι, οι οποίοι συνδέονται με την ενεργοποίηση κατολισθήσεων (Haberler-Weber, 2005). Η τροποποιημένη μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων (Modified Least-Square – MLS) (Shen et al., 1996), η βάση της οποίας θωρείται η κλασσική μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων που αναλύθηκε παραπάνω, εφαρμόζεται με τη χρήση ενός πίνακα συνδιακύμανσης των ελαχίστων τετραγώνων, χρησιμοποιώντας έναν επιλεγμένο συντελεστή κλίμακας. Ως εκ τούτου, λαμβάνονται υπόψη διαφορετικές κλίμακες ανάλυσης, εντοπίζοντας με αυτόν τον τρόπο την ενδεχόμενη και εξαρτώμενη από την κλίμακα επίδραση του εξεταζόμενου συστήματος.

5.1.1.3. Εφαρμογή

Η δισδιάστατη μορφή του λογισμικού grid_strain οδηγεί στην εφαρμογή των υπολογισμών για τον κάθε κόμβο σε έναν κανονικό xy-κάναβο, ενώ αντιθέτως η τρισδιάστατη μορφή του εφαρμόζει τους υπολογισμούς για το κάθε σημείο ενός ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DTM). Στις δύο προαναφερόμενες περιπτώσεις θεωρείται ένας κανονικός xy-κάναβος ως το πλαίσιο αναφοράς, ενώ για το κάθε σημείο ενός ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DTM) υπολογίζονται οι συντεταγμένες x_i, y_j και z_{ji}, όπου (x_i, y_j) είναι ένας κόμβος του κανάβου και $z = (x_i, y_j)$ είναι το υψόμετρο σε σχέση με το επίπεδο του κανάβου. Ειδικότερα, ένα ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DTM) θεωρείται ότι είναι ένα 2.5D μοντέλο, καθώς επιτρέπεται η χρήση ενός μόνο υψομέτρου για κάθε σημείο του κανάβου.

Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους μπορεί να ληφθεί από ένα νέφος σημείων εάν χρησιμοποιηθούν δεδομένα από επίγειο σαρωτή εδάφους (TLS), στατικά δεδομένα από σταθμούς GPS, φωτογραμμετρικά δεδομένα ή δεδομένα προερχόμενα από τα ίδια εξεταζόμενα – πειραματικά σημεία κατά τις μετρήσεις της κινηματικής των σταθμών GPS. Τόσο στη δισδιάστατη όσο και την τρισδιάστατη περίπτωση, ο ij κόμβος του κανάβου ορίζεται ως εξής:

$$x_{i,j} = (x_i, y_j) = (x_{min} + i\Delta x, y_{min} + j\Delta y), \quad (5.1.1.3.1)$$

$$i = 1, \dots, N_x, \text{ και } j = 1, \dots, N_y$$

όπου x_{min} και y_{min} είναι οι συντεταγμένες του αρχικού σημείου, Δx και Δy είναι οι πλευρές του κανάβου, N_x και N_y είναι οι κόμβοι κατά μήκος των x και y αξόνων.

Για το κάθε σημείο υπολογισμού (κόμβος κανάβου ή σημείο DTM) υπολογίζονται τόσο οι ιδιοτιμές και οι κύριες διευθύνσεις παραμόρφωσης όσο και τα αντίστοιχα σφάλματά τους μέσω της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Επιπροσθέτως, υπάρχει η δυνατότητα ορισμού ενός ή περισσοτέρων συντελεστών κλίμακας κατά την εκτέλεση των υπολογισμών της τροποποιημένης μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, αναγνωρίζοντας ενδεχόμενα αποτελέσματα, εξαρτώμενα από την κλίμακα του συνόλου δεδομένων. Στην περίπτωση κατά την οποία ο συντελεστής κλίμακας είναι σημαντικά μεγαλύτερος από το μέγεθος της μελετώμενης περιοχής, τα αποτελέσματα που προέρχονται από την τροποποιημένη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων προσεγγίζουν τα αντίστοιχα αποτελέσματα που λαμβάνονται από την κλασσική μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Επιπλέον, καθίσταται δυνατή η επιλογή και εξαίρεση ενός ή περισσοτέρων εξεταζόμενων – πειραματικών σημείων που οδηγούν στην αξιολόγηση των αντίστοιχων αποτελεσμάτων.

Ως δεδομένα εισαγωγής χρησιμοποιούνται οι θέσεις και οι μετατοπίσεις των εξεταζόμενων – πειραματικών σημείων. Τα σφάλματα που οφείλονται στο σχεδιασμό του πίνακα θεωρούνται αμελητέα, ενώ ταυτόχρονα λαμβάνονται υπόψη οι αβεβαιότητες των μετατοπίσεων κατά την εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Κατά τη μελέτη της δισδιάστατης περίπτωσης καθίσταται δυνατός ο προσδιορισμός των x, y συνιστωσών μετατόπισης ή εναλλακτικά τα σφάλματα των ελλείψεων. Αντίστοιχα, κατά τη μελέτη της τρισδιάστατης περίπτωσης προσδιορίζονται τα σφάλματα των x, y, z συνιστωσών μετατόπισης ή εναλλακτικά τα σφάλματα που συνδέονται με τις x, y συνιστώσες μετατόπισης, προσδιορίζοντας ταυτόχρονα τα σφάλματα της τρίτης συνιστώσας.

Συγκεντρωτικά, η χρήση του λογισμικού grid_strain οδηγεί στην ακόλουθη σειρά εξαγόμενων αποτελεσμάτων:

- Προσδιορισμός των τανυστών του πεδίου παραμόρφωσης, αποτελούμενοι από τις κύριες διευθύνσεις παραμόρφωσης (ιδιοδιανύσματα) και τις ιδιοτιμές στο κάθε σημείο υπολογισμού.
- Εκτίμηση της μεταβολής στην περιοχή μελέτης ή της μεταβολής του όγκου, δηλαδή του ίχνους του τανυστή παραμόρφωσης, το οποίο παρουσιάζεται με τη μορφή καμπύλης (κατά την τρισδιάστατη περίπτωση όλες οι καμπύλες αποδίδονται στην επιφάνεια DTM).
- Υπολογισμός της επικρατούσας τιμής, η οποία είναι η τιμή που έχει το μεγαλύτερο μέγεθος, και παρουσιάζεται ως καμπύλη.
- Σχεδιασμός της τιμής Flinn k ως καμπύλη (μόνο στην τρισδιάστατη περίπτωση).
- Κανονικοποιήση της διάτμησης με το ίχνος της παραμόρφωσης και σχεδιασμός της με τη μορφή καμπύλης.
- Σχεδιασμός των σχετικών σφαλμάτων στις εκτιμήσεις των παραμορφώσεων με τη μορφή καμπύλης.
- Σχεδιασμός της γεωμετρικής σημασίας των αποτελεσμάτων με τη μορφή καμπύλης.

Ο σχεδιασμός των ιδιοδιανυσμάτων πραγματοποιείται αναλογικά με τις ιδιοτιμές, δεδομένου ότι εφαρμόζεται κανονικοποίηση των ιδιοδιανυσμάτων.

Ως ίχνος του πίνακα παραμόρφωσης θεωρείται η μεταβολή στην περιοχή μελέτης (δισδιάστατη περίπτωση) ή η μεταβολή του όγκου (τρισδιάστατη περίπτωση). Στην τρισδιάστατη περίπτωση, η αξιολόγηση του σχήματος του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης πραγματοποιείται μέσω της τιμής Flinn k. Εάν:

$\alpha = (1 + \varepsilon_{max})/(1 + \varepsilon_{int})$ (5.1.1.3.2)

$b = (1 + \varepsilon_{int})/(1 + \varepsilon_{min})$ (5.1.1.3.3)

τότε

$k = (\alpha - 1)/(b - 1)$ (5.1.1.3.4)

Οι περιπτώσεις $k > 1$ και $k < 1$ ερμηνεύονται ως διαστολή και συστολή, αντίστοιχα, ενώ κατά την περίπτωση που $k = 1$ η παραμόρφωση θεωρείται επίπεδη.

Στη συνέχεια, εκτιμάται η ποσότητα $(\varepsilon_{max} - \varepsilon_{min})/(\varepsilon_{max} + \varepsilon_{min})$, η οποία θεωρείται ως μία εκτίμηση της κανονικοποιημένης διάτμησης. Στην περίπτωση κατά την οποία $|\varepsilon_{max}| \gg |\varepsilon_{min}|$, η εξίσωση τείνει στο $+1$ και επικρατεί η έκταση. Αντιθέτως, στην περίπτωση όπου $|\varepsilon_{max}| \ll |\varepsilon_{min}|$, η εξίσωση τείνει στο -1 και επικρατεί η συμπίεση.

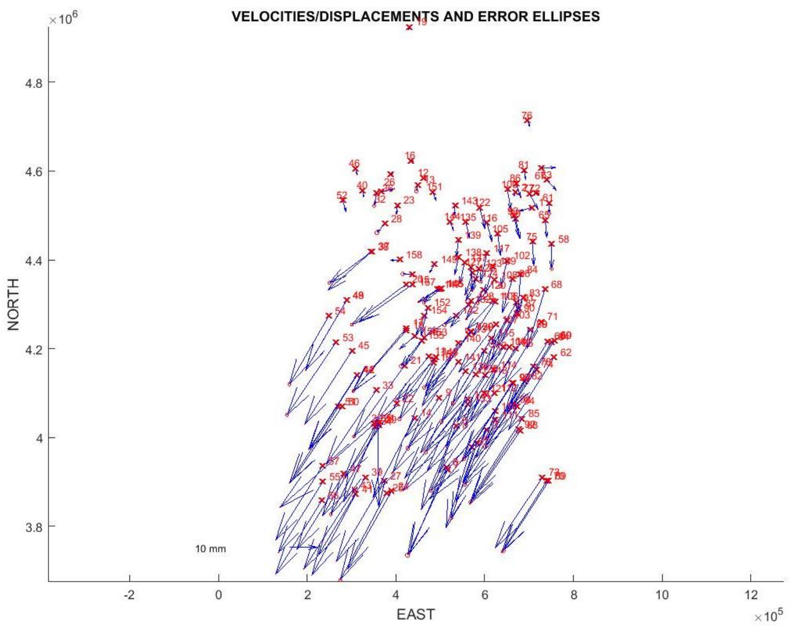
Στην περίπτωση κατά την οποία οι τιμές είναι συγκρίσιμες και έχουν το ίδιο πρόσημο, η συνάρτηση συγκλίνει στο 0, ενώ αντιθέτως, εάν τα πρόσημα είναι αντίθετα, η συνάρτηση αποκλίνει. Οι αλλαγές στην περιοχή εκφράζονται μόνο με κλιμακωτές εκτιμήσεις, αγνοώντας τη φύση και τη γεωμετρία του τανυστή παραμόρφωσης. Επιπλέον, η κανονικοποιημένη παραμόρφωση παρέχει πληροφορίες σχετικά με το πρόσημο και των δύο κύριων παραμορφώσεων, επιτρέποντας τον καλύτερο δυνατό χαρακτηρισμό της παραμόρφωσης.

Οι δύο αλλαγές στην μελετώμενη περιοχή και την κανονικοποιημένη παραμόρφωση υποδεικνύουν διαφορετική συμπεριφορά, η οποία οφείλεται σε διάφορες ζώνες της περιοχής. Πιο συγκεκριμένα, καθίσταται δυνατή η ανάλυση της κινηματικής εγκαρσίως του ρήγματος, καθώς και η ανίχνευση των ορίων των ζωνών. Σημειώνεται ότι η κανονικοποιημένη διάτμηση καλύπτει ένα ευρύ φάσμα τιμών, ενώ καθίσταται δυνατή η σχεδίαση της καμπύλης.

Η αξιοπιστία των λαμβανόμενων αποτελεσμάτων βασίζεται στην αβεβαιότητα της παραμόρφωσης που υπολογίστηκε από την παραμένουσα κατανομή μετά από τις αναστροφές της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Παρόλα αυτά σημειώνεται ότι η εκτίμηση της αβεβαιότητας των αποτελεσμάτων δεν είναι αρκετή, προκειμένου να παρέχει έναν επαρκή δείκτη εγκυρότητας των υπολογισμών. Στην πραγματικότητα, εάν ένα σημείο του κανάβου βρίσκεται κοντά σε μία σειρά εξεταζόμενων – πειραματικών σημείων, οι μετατοπίσεις παρουσιάζουν αμελητέα σφάλματα και ως εκ τούτου οι εκτιμώμενες παραμορφώσεις είναι ασήμαντες. Παρόλα αυτά, εάν τα εξεταζόμενα – πειραματικά σημεία είναι ανομοιόμορφα κατανεμημένα γύρω από τον κόμβο του κανάβου, η αξιοπιστία των αποτελεσμάτων είναι περιορισμένη.

Επιπλέον, η εισαγωγή διαφορετικών συντελεστών κλίμακας χρησιμοποιείται για την επαλήθευση της εγκυρότητας της προσέγγισης σε μία συγκεκριμένη εφαρμογή. Εάν θεωρηθεί ένα σύνολο από n αύξοντες συντελεστές κλίμακας $d_{0,1} < d_{0,2} < \cdots <$

$d_{0,n}$, και οι καμπύλες των αποτελεσμάτων τους παρουσιάζουν μία εξέλιξη, η οποία περνάει σταδιακά από το $d_{0,1}$ έως το $d_{0,n}$, εξάγεται το συμπέρασμα ότι η κινηματική της περιοχής έχει οριστεί καλά και παρουσιάζει κανονικότητα. Αντιθέτως, οι σημαντικές μεταβολές συσχετίζονται με ένα ιδιαίτερα πολύπλοκο πρότυπο παραμόρφωσης ή με λανθασμένη επιλογή των συντελεστών κλίμακας. Τελικά, κατά την ολοκλήρωση των υπολογισμών, συλλέγονται τα αποτελέσματα για τον κάθε κόμβο του κανάβου. Στην τρισδιάστατη περίπτωση, η επιλογή λειτουργεί στον κάναβο αναφοράς του ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DTM). Σημειώνεται ότι το λογισμικό grid_strain εφαρμόζεται σε περιβάλλον Matlab.



Εικόνα 5.1.1.3.1. Υπολογισμός των ταχυτήτων – μετατοπίσεων και των ελλείψεων σφάλματος με βάση τη χρήση του λογισμικού grid_strain.

Συνοπτικά, με τη χρήση του λογισμικού grid_strain επιτυγχάνεται η εκτίμηση του πεδίου παραμόρφωσης μέσω της τροποποιημένης μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων και η εφαρμογή του σε διάφορες καταστάσεις, όπως είναι η κινηματική ανάλυση του φλοιού. Επιπλέον, επισημαίνονται οι σημαντικές μεταβολές της παραμόρφωσης, ενώ καθίσταται δυνατή η αναγνώριση ρηγμάτων και ασυνεχειών, η οποία συνδέεται άμεσα με τις προαναφερόμενες μεταβολές. Τα δεδομένα εισαγωγής προέρχονται από μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS και αναφέρονται στις καταγεγραμμένες μετατοπίσεις. Το λογισμικό λειτουργεί σε ένα ευρύ φάσμα περιπτώσεων, ενώ η χρήση της τροποποιημένης μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων επιτρέπει την αξιολόγηση των διαφορών κατά την περίπτωση που λαμβάνονται υπόψη διαφορετικοί συντελεστές κλίμακας. Επίσης, για το κάθε ένα σημείο υπολογισμού (κόμβος του κανάβου στη δισδιάστατη περίπτωση, σημείο του ψηφιακού μοντέλου εδάφους στην τρισδιάστατη περίπτωση) υπολογίζονται οι αβεβαιότητες των αποτελεσμάτων, καθώς επίσης και η σημαντικότητα των αποτελεσμάτων με βάση τη γεωμετρική κατανομή των εξεταζόμενων – πειραματικών σημείων γύρω από αυτό το σημείο. Με αυτόν τον τρόπο, αξιολογείται η αξιοπιστία του πεδίου παραμόρφωσης. Η παραμόρφωση μπορεί να αξιολογηθεί αποτελεσματικά για ένα σημείο υπολογισμού εάν οι μετατοπίσεις είναι σημαντικά μικρότερες από τις αποστάσεις μεταξύ των εξεταζόμενων – πειραματικών σημείων κι από αυτό το σημείο υπολογισμού. Για την ανάλυση της παραμόρφωσης απαιτείται μία οριακή τιμή περίπου 10^{-2}, μία σχετικά μικρή αβεβαιότητα και μία σχετικά υψηλή γεωμετρική ακρίβεια. Αντιθέτως, στην περίπτωση κατά την οποία τα αποτελέσματα των παραμορφώσεων είναι αναξιόπιστα αλλά η γεωμετρική ακρίβεια είναι υψηλή ή μεσαία, τα αποτελέσματα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την αναγνώριση ενδεχόμενης παρουσία ζωνών, διαφορετικής κινηματικής και ειδικότερα για την παρουσία ασυνεχειών, αγνοώντας τα συστηματικά αποτελέσματα (περιστροφές –μετακινήσεις).

5.1.2. Λογισμικό GeoStrain

5.1.2.1. Μεθοδολογία μοντελοποίησης της παραμόρφωσης

Η μέτρηση της παραμόρφωσης του φλοιού αποτελεί ένα σημαντικό ερευνητικό θέμα, το οποίο βασίζεται κατά κύριο λόγο στα δορυφορικά συστήματα πλοήγησης, καθιστώντας πλέον δυνατό τον προσδιορισμό ακόμη και αμελητέων μετατοπίσεων επιλεγμένων σημείων μέτρησης στη γήινη επιφάνεια, ακρίβειας χιλιοστού, με τη χρήση γεωδαιτικών δικτύων. Οι μέθοδοι, με τις οποίες αναλύεται η παραμόρφωση, βασίζονται σε τρεις βασικούς παράγοντες: (α) την επιλεγόμενη γεωδαιτική μέθοδο, (β) το διαθέσιμο σύνολο δεδομένων ή παρατηρούμενων στοιχείων και (γ) τον τρόπο επεξεργασίας των δεδομένων (Pietrantonio & Riguzzi, 2004). Ο τρόπος επεξεργασίας των δεδομένων εκτελείται με τρεις τρόπους: (α) την τμηματοποίηση, (β) την αναστροφή και (γ) την παρεμβολή. Η χρήση ακόμη και των ίδιων δεδομένων μπορεί να οδηγήσει στην εξαγωγή διαφορετικών αποτελεσμάτων, εάν η πραγματοποιηθεί η επεξεργασία τους με διαφορετικές προσεγγίσεις. Συνεπώς, η γνώση των δυνατοτήτων και αδυναμιών της κάθε μεθοδολογίας είναι πολύ σημαντική, όχι μόνο από μαθηματικής και υπολογιστικής άποψης, αλλά και από γεωλογικής και γεωφυσικής άποψης, καθώς λαμβάνονται υπόψη τόσο τα γεωλογικά όσο και τα γεωφυσικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης, αντίστοιχα.

α) Προσεγγίσεις τμηματοποίησης

Η μέθοδος τμηματοποίησης βασίζεται κατά κύριο λόγο, αλλά όχι αποκλειστικά, στον τριγωνισμό, λόγω του γεγονότος ότι τα τμήματα είναι πιθανό να παρουσιάζονται με οποιοδήποτε γεωμετρικό σχήμα. Η εφαρμογή της μεθόδου Delaunay αποτελεί τη συνηθέστερη προσέγγιση (Cai & Grafarend, 2007; Fernandes et al., 2007; Frank, 1966; Shen et al., 1996; Wdowinski et al., 2007). Με αυτή τη μέθοδο επιτυγχάνεται η τμηματοποίηση της περιοχής σε γεωμετρικές μονάδες, οδηγώντας στον υπολογισμό της τοπικής παραμόρφωσης και των ρυθμών περιστροφής της κάθε μονάδας (Wu et al., 2011).

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου, η περιορισμένη έκταση μίας μελετώμενης περιοχής οδηγεί στην προσέγγιση της γήινης επιφάνειας με ένα μοντέλο επίπεδης επιφάνειας, ενώ ταυτόχρονα εκτιμάται η παραμόρφωση της εκάστοτε γεωμετρικής μονάδας (Fessler, 1957). Στην περίπτωση κατά την οποία η γωνία, δηλαδή οι διαστάσεις (ακτίνια) της γεωμετρικής μονάδας σε γεωγραφικό μήκος και γεωγραφικό πλάτος, είναι περιορισμένη, η προαναφερόμενη προσέγγιση της επίπεδης γης είναι ικανοποιητική, ενώ αντιθέτως, στην περίπτωση που δε μπορεί να αγνοηθεί η σφαιρικότητα της γης, θεωρείται απαραίτητη η χρήση σφαιρικών συντεταγμένων (Reddy, 2013; Savage et al., 2001).

Η συγκεκριμένη μέθοδος αποτελεί την καταλληλότερη για τον προσδιορισμό ρηξιγενών ζωνών, καθιστώντας ανομοιόμορφο το πεδίο παραμόρφωσης, ενώ χρησιμοποιείται περιορισμένος αριθμός σημείων μέτρησης της παραμόρφωσης. Επιπλέον, σημειώνεται το γεγονός ότι η συγκεκριμένη μέθοδος παρουσιάζει ομοιότητες με τη χρήση του μοντέλου πεπερασμένων στοιχείων, βάση του οποίου υπολογίζεται η τάση και παραμόρφωση του κάθε στοιχείου, ενώ στην άλλη μέθοδο εφαρμόζεται ο υπολογισμός ενός συνεχούς πεδίου παραμόρφωσης, προερχόμενος από την επεξεργασία γεωδαιτικών δεδομένων (Jiménez-Munt et al., 2003).

β) Προσεγγίσεις αναστροφής

Οι τεχνικές που βασίζονται στην αναστροφή θέτουν ως προϋπόθεση τη γνώση σχετικά με τη σύσταση του γήινου φλοιού, έτσι ώστε να συσχετιστούν οι καταγεγραμμένες παραμορφώσεις με τους ρυθμούς παραμόρφωσης. Οι τομογραφικές μέθοδοι αποτελούν χαρακτηριστικό παράδειγμα εφαρμογής των μοντέλων αναστροφής προκειμένου να προσδιοριστεί η θέση των ρηγμάτων, ενώ επιπλέον καθιστούν δυνατό τον υπολογισμό της ολίσθησης πάνω στις γνωστές δομές, χωρίς τον ταυτόχρονο εντοπισμό νέων ρηξιγενών ζωνών. Επιπλέον, πολλοί συγγραφείς (Beavan & Haines, 2001; Kreemer et al., 2000) βασίζονται σε μετατοπίσεις σημείων ορισμένων γεωδαιτικών δικτύων, οι οποίες αξιολογούνται χρησιμοποιώντας γεωλογικές και γεωφυσικές πληροφορίες. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η αντιστροφή των μηχανισμών γένεσης των σεισμών, με τον πόλο Euler να ελαχιστοποιεί το ρυθμό παραμόρφωσης και τα υπολειπόμενα πεδία ταχυτήτων κατά μήκος ενός καμπυλόγραμμου συστήματος αναφοράς.

5.1.2.2. Προσεγγίσεις παρεμβολής

Η γνώση του πεδίου της συνεχούς μετατόπισης αποτελεί απαραίτητα προϋπόθεση για την εκτίμηση του τρισδιάστατου πεδίου τάσεων, ενώ τα σημαντικότερα προβλήματα είναι αφενός το γεγονός ότι με τις συμβατικές γεωδαιτικές μεθόδους εξάγονται πληροφορίες που αφορούν εξεταζόμενα σημεία της δισδιάστατης γήινης επιφάνειας και αφετέρου το γεγονός ότι ο υπολογισμός του συνεχούς πεδίου παραμόρφωσης αποτελεί μία πολύπλοκη διαδικασία, καθιστώντας τον αρκετές φορές αδύνατο ακόμη και με τη χρήση τρισδιάστατων διανυσμάτων μετατόπισης των εξεταζόμενων σημείων. Με βάση τα προαναφερόμενα προβλήματα προκύπτει η ανάγκη εφαρμογής της παρεμβολής προκειμένου να εξαχθούν ορισμένα αποτελέσματα. Η μέθοδος της παρεμβολής βασίζεται στον αρχικό ορισμό ενός λειτουργικού μοντέλου τόσο για τα πεδία μετατόπισης όσο και για τα εξεταζόμενα σημεία, ενώ ακολουθεί η εξαγωγή των παραγώγων της μετατόπισης και της ταχύτητας ως προς τη θέση των σημείων του πλέγματος, αποτελώντας μία άμεση πρόσβαση στην κατανομή του πεδίου παραμόρφωσης. Η σημαντικότερη παραδοχή των μεθόδων παρεμβολής είναι το γεγονός ότι το πεδίο παραμόρφωσης είναι ομογενές, ενώ χαρακτηρίζεται από ένα σταθερό μέσο όρο και από συνδιακυμάνσεις, εξαρτώμενες από την απόσταση μεταξύ διαφορετικών σημείων.

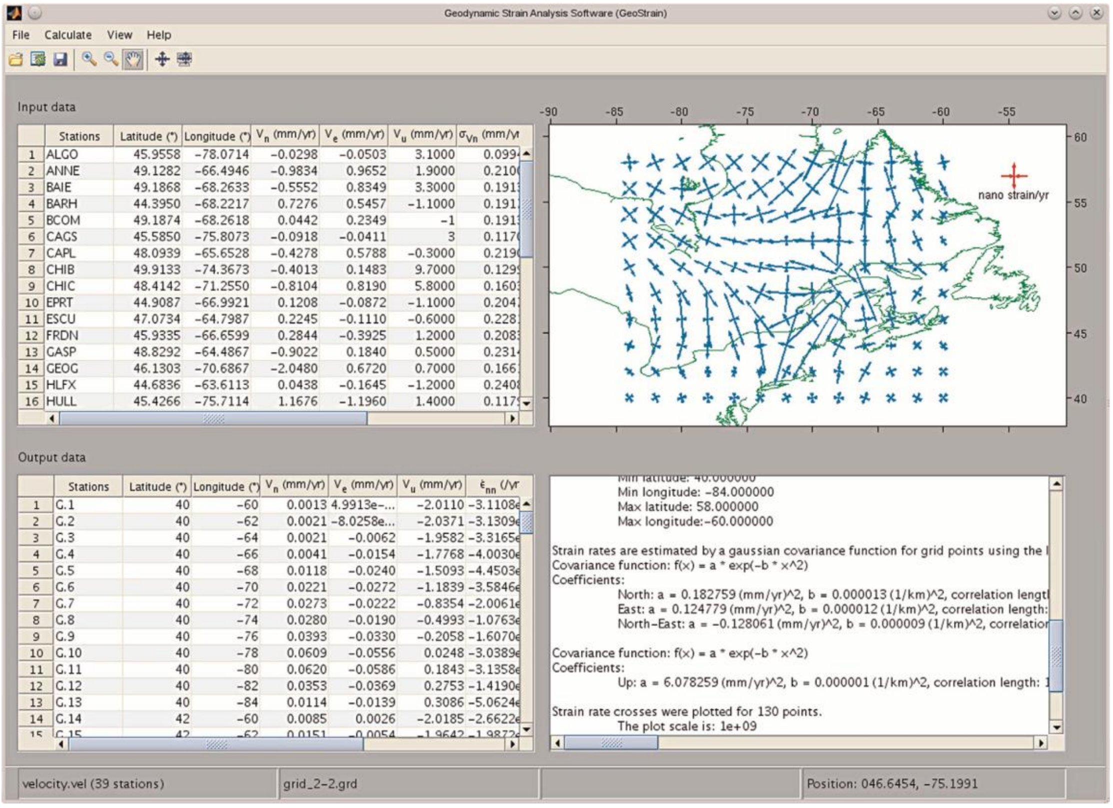
Με την εφαρμογή των μεθόδων παρεμβολής προσδιορίζονται τόσο οι μετατοπίσεις στη γήινη επιφάνεια όσο και στο φλοιό. Για τον υπολογισμό των παραμορφώσεων στο φλοιό εφαρμόζεται αναλυτική διαφοροποίηση της παρεμβαλλόμενης συνάρτησης. Συνεπώς, η εκτιμώμενη παραμόρφωση εξαρτάται από τις γεωδαιτικές παρατηρήσεις και την τεχνική της παρεμβολής. Όσο περισσότερο λαμβάνεται υπόψη η φυσική σημασία του γήινου φλοιού τόσο ρεαλιστικότερο είναι το πεδίο παραμόρφωσης. Επιπλέον, προκύπτει ένα σημαντικό πρόβλημα όσον αφορά την εκτίμηση της παραμόρφωσης των σημείων της γήινης επιφάνειας, καθώς με τη μαθηματική προσέγγιση των τεχνικών παρεμβολής προβλέπονται μετατοπίσεις εκτός του μέσου, κάτι το οποίο δεν έχει καμία φυσική σημασία και ως εκ τούτου καθίσταται αναγκαίος ο προσδιορισμός των οριακών συνθηκών (Dermanis & Livieratos, 1983). Συνεπώς, στις περιπτώσεις εκτίμησης των επιφανειακών παραμορφώσεων λαμβάνονται υπόψη μόνο τα περιγραφικά συμπεράσματα, ενώ τα συμπεράσματα που σχετίζονται με τη σχέση τάση – παραμόρφωση είναι επισφαλή.

Οι μέθοδοι παρεμβολής παρουσιάζουν τα αντίθετα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα από τα αντίστοιχα των μεθόδων τμηματοποίησης. Βασικό χαρακτηριστικό των μεθόδων παρεμβολής είναι το γεγονός ότι τα πεδία του ρυθμού παραμόρφωσης είναι κατάλληλα για την ταυτοποίηση νέων δομών, χωρίς να λαμβάνονται υπόψη οι μηχανισμοί παραμόρφωσης, οδηγώντας στην πρόταση μίας σειράς διαφορετικών συστημάτων. Αρχικά, οι Wdowinski et al. (2001) πρότειναν την εφαρμογή παρεμβολής στο πεδίο ταχυτήτων κατά μήκος μικρών κύκλων σε σχέση με τον πόλο της περιστροφής, ο οποίος χαρακτηρίζεται ως πόλος παραμόρφωσης. Σύμφωνα με τους Allmendinger et al. (2007), η χρήση διαφορετικών προσεγγίσεων (πλησιέστερο γειτονικό σημείο και σταθμισμένη απόσταση) οδηγούν στην απόκτηση πεδίων συνεχούς ταχύτητας από τα οποία καθίσταται δυνατός ο υπολογισμός του ρυθμού παραμόρφωσης. Επιπλέον, οι Kahle et al. (2000) χρησιμοποίησαν παρεμβολή πεδίων ταχυτήτων με βάση τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων, η οποία βασίζεται σε μία συνάρτηση συνδιακύμανσης.

Η παρεμβολή είναι η βασική διαδικασία προκειμένου να πραγματοποιηθεί η επεξεργασία των δεδομένων, καθώς ο εκτιμώνται οι τιμές του τανυστή της παραμόρφωσης για το κάθε τρίγωνο. Παρόλα αυτά, η παρεμβολή δε μπορεί να καθορίσει τον τρόπο αλλαγής κατά τη μετάβαση από το ένα τρίγωνο στο άλλο. Αντιθέτως, όταν το πεδίο παραμόρφωσης είναι ομοιογενές δε θεωρείται απαραίτητη η παρεμβολή. Επιπλέον, κατά την παρεμβολή των γεωδαιτικών δεδομένων δεν επιτυγχάνεται μόνο η μελέτη των πεδίων ταχύτητας και των ρυθμών παραμόρφωσης (Hackl et al., 2009), αλλά και η εφαρμογή των δεδομένων σε διαφορετικά πεδία συσεισμικής μετατόπισης. Παρόλα αυτά, η αδυναμία εκτίμησης των απόλυτων τιμών των ρυθμών παραμόρφωσης αποτελεί το σημαντικότερο μειονέκτημα της μεθόδου παρεμβολής.

5.1.2.3. Περιγραφή του λογισμικού GeoStrain

Το λογισμικό GeoStrain βασίζεται στη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, εφαρμόζοντάς την σε περιβάλλον MATLAB. Ο πηγαίος κώδικας αποτελείται από μία σειρά συναρτήσεων και αρχεία που περιλαμβάνουν δεδομένα χαρτών. Επιπλέον, η εγκατάσταση του περιβάλλοντος X-Window θεωρείται απαραίτητη σε ένα λειτουργικό σύστημα τύπου UNIX, πριν από την εφαρμογή του λογισμικού, ενώ επιπλέον απαιτείται η ενεργοποίηση της Java Virtual Machine (JVM) και του Mapping toolbox σε περιβάλλον MATLAB. Το λογισμικό GeoStrain δέχεται τρεις διαφορετικούς τύπους αρχείων εισόδου ASCII και ειδικότερα, το αρχείο ταχύτητας, το αρχείο κανάβου και το αρχείο των ρηγμάτων. Στο πρώτο αρχείο, όλες οι ταχύτητες και τα σχετιζόμενα σφάλματά τους, τα οποία ορίζονται στο τοπικό γεωδαιτικό Καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων αποθηκεύονται σε δέκα στήλες. Στα αρχεία κανάβου, οι γεωγραφικές συντεταγμένες (γεωγραφικό μήκος και γεωγραφικό πλάτος) των σημείων του κανάβου είναι σε δεκαδικές μοίρες και αποθηκεύονται σε δύο στήλες. Τα αρχεία των ρηγμάτων έχουν την ίδια μορφή με την αντίστοιχη των αρχείων του κανάβου. Η εκτίμηση της εμπειρικής συνάρτησης συνδιακύμανσης πραγματοποιείται ξεχωριστά για τις οριζόντιες και κάθετες ταχύτητες. Αφού υπολογιστούν όλες οι σφαιρικές αποστάσεις μεταξύ των σταθμών, το λογισμικό σχεδιάζει το ιστόγραμμα των αποστάσεων και αναφέρει τον αριθμό των σημείων ανά «κελί». Επιπρόσθετα, παρέχεται η δυνατότητα επιλογής δύο μορφών συνάρτησης, γκαουσιανής ή ορθολογικής μορφής.



Εικόνα 5.1.2.3.1. Το κύριο περιβάλλον εφαρμογής του λογισμικού GeoStrain (από Goudarzi et al., 2015).

Το φιλτράρισμα, η εφαρμογή της παρεμβολής στις παρατηρήσεις, η εκτίμηση της παραμόρφωσης και των τανυστών περιστροφής καθίστανται δυνατά αφού πρωτίστως εκτιμηθούν οι συντελεστές των συναρτήσεων συνδιακύμανσης. Το φιλτράρισμα και η παρεμβολή εφαρμόζονται ξεχωριστά για τις οριζόντιες και κάθετες ταχύτητες. Η εκτίμηση του ρυθμού παραμόρφωσης και των τανυστών περιστροφής καθίσταται δυνατή μετά από την εκτίμηση τόσο των οριζόντιων όσο και των κάθετων συναρτήσεων συνδιακύμανσης.

5.1.2.4. Συμπεράσματα

Το GeoStrain είναι ένα λογισμικό, το οποίο λειτουργεί σε περιβάλλον MATLAB, ενώ η κύρια εφαρμογή του είναι η εκτίμηση των τανυστών του ρυθμού παραμόρφωσης και της περιστροφής, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Παρόλο που αυτήν είναι μία συνηθισμένη μέθοδος στο πεδίο της ανάλυσης της γεωδαιτικής παραμόρφωσης, το γεγονός ότι λαμβάνεται υπόψη η επίδραση της κάθετης ταχύτητας στη δομή των τανυστών του ρυθμού παραμόρφωσης είναι σημαντικό, ιδιαίτερα στην περίπτωση κατά την οποία οι κάθετες ταχύτητες είναι μεγαλύτερες σε σχέση με τις οριζόντιες. Συνοπτικά, τα βασικά χαρακτηριστικά – πλεονεκτήματα του λογισμικού GeoStrain είναι τα εξής:

- Δεν υπάρχει περιορισμός στον αριθμό των σταθμών.
- Παρέχονται δύο διαφορετικοί τύποι συναρτήσεων συνδιακύμανσης (η γκαουσιανή και η ορθολογική) για την προσαρμογή των σημείων διακύμανσης-συνδιακύμανσης.
- Επιτρέπεται η χρήση δύο μεθόδων για την κατασκευή ιστογραμμάτων των δειγματοληπτικών σημείων συνδιακύμανσης, καθώς και η διαδραστική επεξεργασία των σημείων
- Παρέχεται η δυνατότητα αποθήκευσης των συντελεστών συνάρτησης της συνδιακύμανσης και των σημείων δειγματοληψίας της
- Επιτρέπεται η χρήση αρκετών επιλογών εκτίμησης των ρυθμών παραμόρφωσης στα σημεία ενδιαφέροντος
- Επιτυγχάνεται το φιλτράρισμα των δεδομένων ταχύτητας στα σημεία παρατήρησης και η παρεμβολή τους σε σημεία ενδιαφέροντος, τα οποία είναι διαφορετικά από τα σημεία μέτρησης
- Υπολογίζονται οι ρυθμοί της κάθετης και της διατμητικής παραμόρφωσης στις ρηξιγενείς ζώνες
- Οπτικοποιούνται τα δεδομένα εισόδου και τα εξαγόμενα αποτελέσματα
- Παρέχεται η δυνατότητα εξαγωγής των σταθμών και των δεδομένων των ρυθμών παραμόρφωσης και περιστροφής σε διάφορους τύπους αρχείων.

5.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΡΙΓΩΝΙΣΜΟΥ

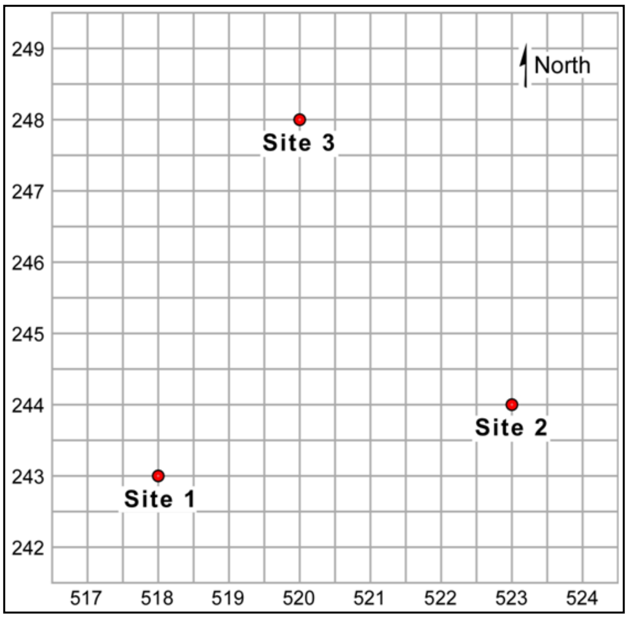
Η μέθοδος του τριγωνισμού αποτελεί μία αξιόπιστη μέθοδο εκτίμησης και υπολογισμού της παραμόρφωσης του φλοιού (http://unavco.org). Η βασική αρχή της μεθόδου είναι ο συνδυασμός των δεδομένων τριών διαφορετικών μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS, οδηγώντας στην εξαγωγή μίας σειράς παραμέτρων, η χρήση των οποίων καθιστά δυνατό τον προσδιορισμό της δράσης ενεργών τεκτονικών δομών.

Λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι το διαθέσιμο δίκτυο των μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS στον ελληνικό χώρο είναι ευρύ και πυκνό, προκύπτει ένας σημαντικός αριθμός συνδυασμών μεταξύ διαφορετικών σταθμών GPS. Το εργαλείο, με το οποίο εφαρμόστηκε η μέθοδος του τριγωνισμού, είναι το λογισμικό GPS triangular calculator.

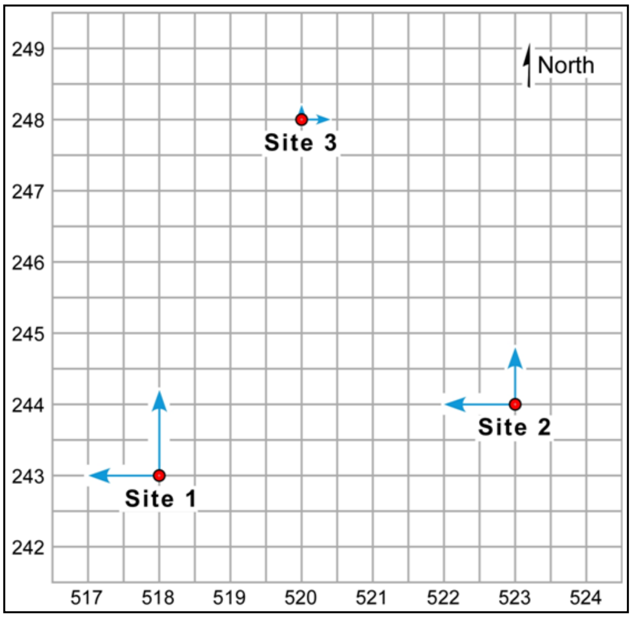
5.2.1. Λογισμικό GPS triangular calculator

Το λογισμικό GPS triangular calculator αποτελεί το καταλληλότερο εργαλείο εφαρμογής της μεθόδου τριγωνισμού, ενώ είναι λειτουργικό κατά κύριο λόγο σε περιβάλλον Matlab. Αρχικά, τα δεδομένα που απαιτούνται για τον τριγωνισμό των τριών σταθμών GPS είναι: 1) το γεωγραφικό μήκος (longitude) του κάθε σταθμού, 2) το γεωγραφικό πλάτος (latitude) του κάθε σταθμού, 3) η καταγεγραμμένη ανατολική συνιστώσα της ταχύτητας (east velocity component) του κάθε σταθμού, 4) το σφάλμα της καταγεγραμμένης ανατολικής συνιστώσας της ταχύτητας (east velocity component uncertainty) του κάθε σταθμού, 5) η καταγεγραμμένη βόρεια συνιστώσα της ταχύτητας του (north velocity component) κάθε σταθμού και 6) το σφάλμα της καταγεγραμμένης βόρειας συνιστώσας της ταχύτητας (north velocity component uncertainty) του κάθε σταθμού.

Γνωρίζοντας τα προαναφερόμενα δεδομένα, επιλέγονται οι τρεις σταθμοί στους οποίους θα εφαρμοστεί η μέθοδος του τριγωνισμού (Εικόνα 5.2.1.1), ενώ ταυτόχρονα σχεδιάζονται τα διανύσματα της ανατολικής και βόρειας συνιστώσας της ταχύτητας (Εικόνα 5.2.1.2).

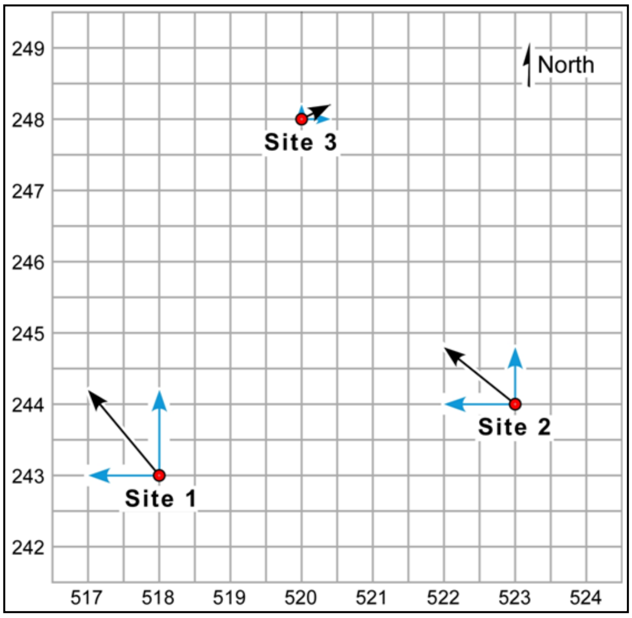


Εικόνα 5.2.1.1. Θέση των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS (κόκκινες κουκίδες).



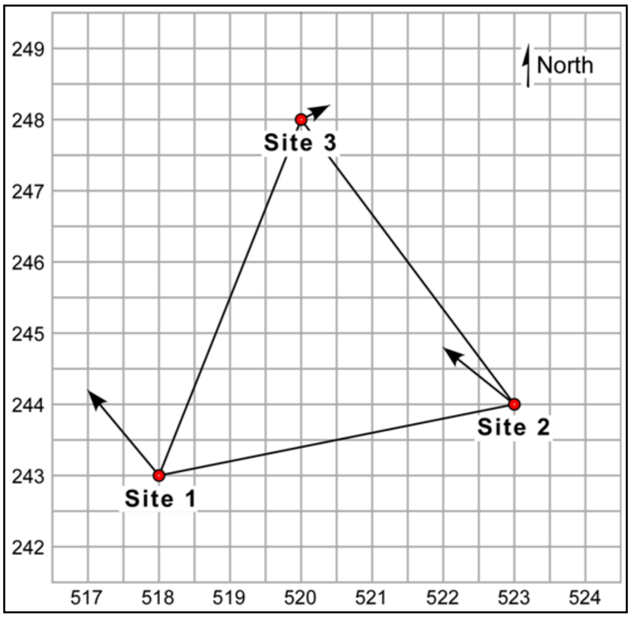
Εικόνα 5.2.1.2. Διανύσματα της ανατολικής και βόρειας συνιστώσας της ταχύτητας των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS.

Λαμβάνοντας υπόψη τις δύο συνιστώσες της ταχύτητας του κάθε σταθμού GPS, οι οποίες είναι κάθετες μεταξύ τους, εφαρμόζεται το Πυθαγόρειο θεώρημα, οδηγώντας στον υπολογισμό των διανυσμάτων της συνολικής οριζόντιας ταχύτητας (ή διανυσμάτων μεταφοράς) του κάθε σταθμού GPS (Εικόνα 5.2.1.3).

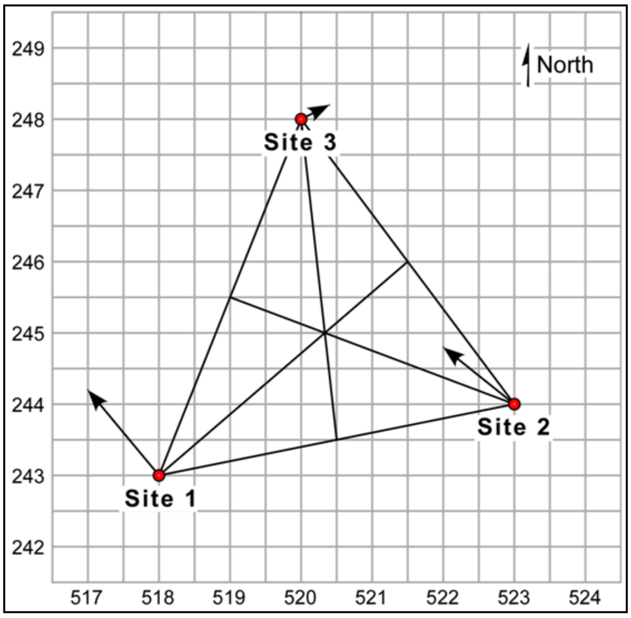


Εικόνα 5.2.1.3. Διανύσματα (μαύρα) της συνολικής οριζόντιας ταχύτητας (ή διανύσματα μεταφοράς) των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS (μπλε διανύσματα: ανατολική και βόρεια συνιστώσα της ταχύτητας.

Στη συνέχεια, ακολουθεί ο σχεδιασμός του τριγώνου, θεωρώντας τον κάθε σταθμό GPS ως κορυφή του συγκεκριμένου τριγώνου (Εικόνα 5.2.1.4). Από την κάθε κορυφή φέρεται η διάμεσος, προσδιορίζοντας το βαρύκεντρο του τριγώνου, το οποίο ορίζεται ως κεντροειδές (Εικόνα 5.2.1.5).

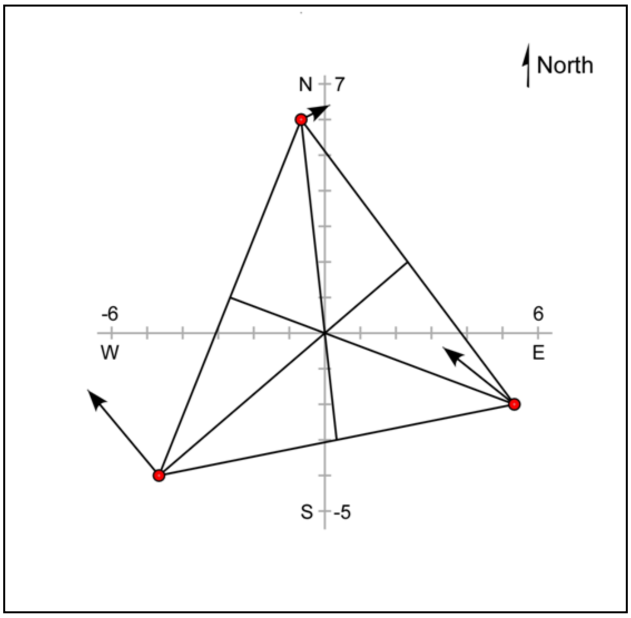


Εικόνα 5.2.1.4. Σχηματιζόμενο τρίγωνο, προερχόμενο από την τοποθέτηση του κάθε εξεταζόμενου σταθμού GPS σε μία κορυφή.



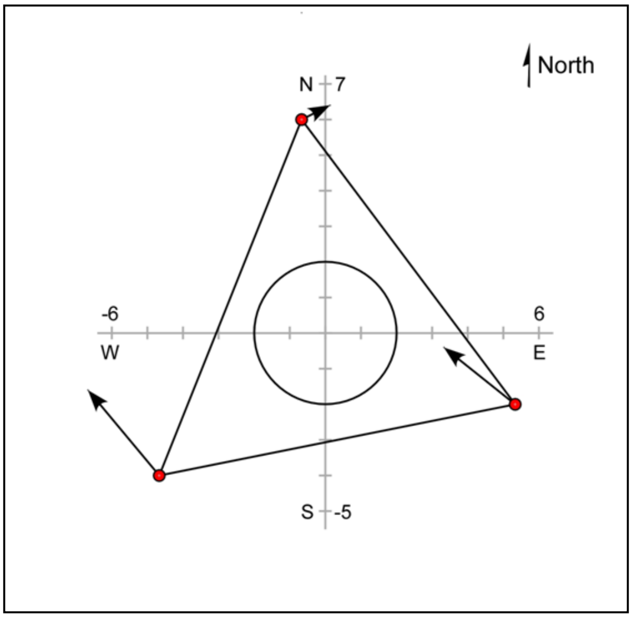
Εικόνα 5.2.1.5. Κεντροειδές (βαρύκεντρο) του τριγώνου, με βάση την τομή των τριών διαμέσων.

Λαμβάνοντας υπόψη το τρίγωνο, προσδιορίζεται ένα νέο σύστημα συντεταγμένων στην αρχή (σημείο 0,0) του οποίου τοποθετείται το κεντροειδές (Εικόνα 5.2.1.6). Σημειώνεται ότι οι μονάδες του νέου συστήματος συντεταγμένων είναι οι ίδιες με το αρχικό, ενώ επιπλέον τα δύο συστήματα συντεταγμένων είναι παράλληλα μεταξύ τους.



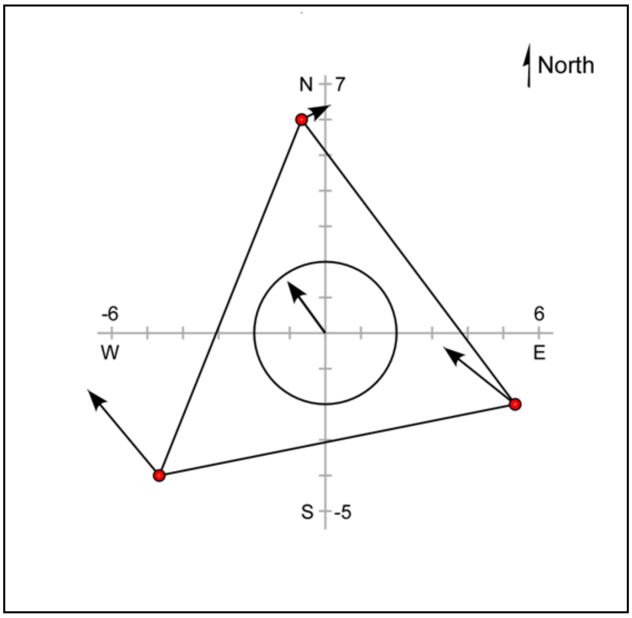
Εικόνα 5.2.1.6. Νέο σύστημα συντεταγμένων και τοποθέτηση του βαρύκεντρου στο σημείο (0,0).

Χρησιμοποιώντας το κεντροειδές (σημείο 0,0) του νέου συστήματος συντεταγμένων, ως κέντρο, σχεδιάζεται ένας κύκλος στο εσωτερικό του αρχικού ή μη παραμορφωμένου τριγώνου (Εικόνα 5.2.1.7).



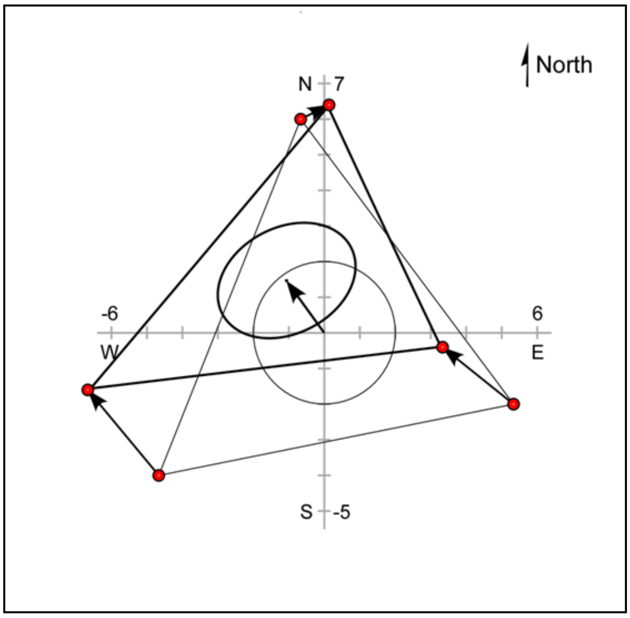
Εικόνα 5.2.1.7. Εσωτερικός κύκλος του αρχικού, μη παραμορφωμένου τριγώνου.

Λαμβάνοντας υπόψη τόσο το μέγεθος όσο και τη διεύθυνση των διανυσμάτων μεταφοράς των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS, υπολογίζεται το διάνυσμα μεταφοράς-αντιπροσωπευτικό διάνυσμα (μέσος όρος) της οριζόντιας ταχύτητας του τριγώνου, η σχεδίαση του οποίου αρχίζει από το κεντροειδές (σημείο 0,0) του τριγώνου (Εικόνα 5.2.1.8).



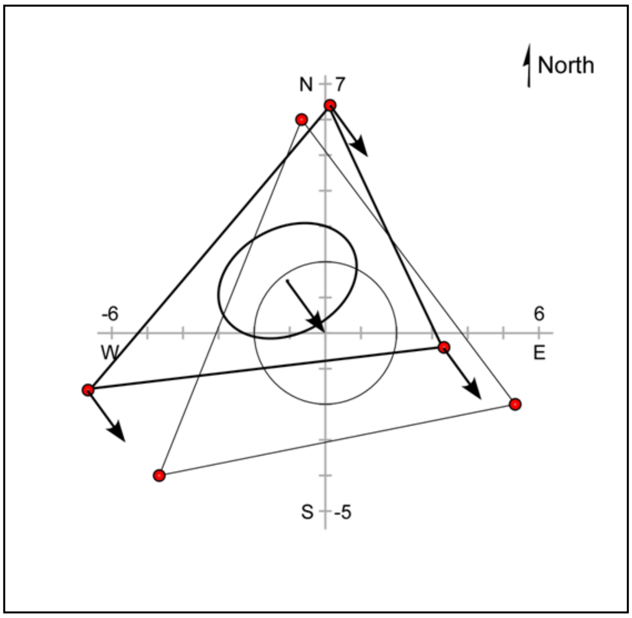
Εικόνα 5.2.1.8. Διάνυσμα μεταφοράς-αντιπροσωπευτικό διάνυσμα (μέσος όρος) της οριζόντιας ταχύτητας του τριγώνου(διάνυσμα στην αρχή των αξόνων του συστήματος συντεταγμένων).

Στη συνέχεια, οι τρεις σταθμοί GPS μετατοπίζονται από το αρχικό στο τελικό σημείο του διανύσματος μεταφοράς, το οποίο έχει ήδη υπολογιστεί για τον κάθε σταθμό, ενώ ταυτόχρονα μετατοπίζεται με αντίστοιχο τρόπο το κεντροειδές του τριγώνου με βάση το διάνυσμα μεταφοράς (αντιπροσωπευτικό διάνυσμα της οριζόντιας ταχύτητας) του τριγώνου. Η συγκεκριμένη ενέργεια έχει ως συνέπεια την παραμόρφωση του αρχικού, μη παραμορφωμένου τριγώνου με διαφορετικό τρόπο για την κάθε πλευρά του, καθώς το διάνυσμα της συνολικής οριζόντιας ταχύτητας του κάθε σταθμού GPS είναι διαφορετικό από τα υπόλοιπα. Επιπλέον, ο εσωτερικός κύκλος του αρχικού, μη παραμορφωμένου τριγώνου έχει μετατραπεί, λόγω της μετατόπισης, σε έλλειψη, ενώ το διάνυσμα μεταφοράς του τριγώνου ενώνει τα κεντροειδή του μη παραμορφωμένου και του παραμορφωμένου τριγώνου (Εικόνα 5.2.1.9).

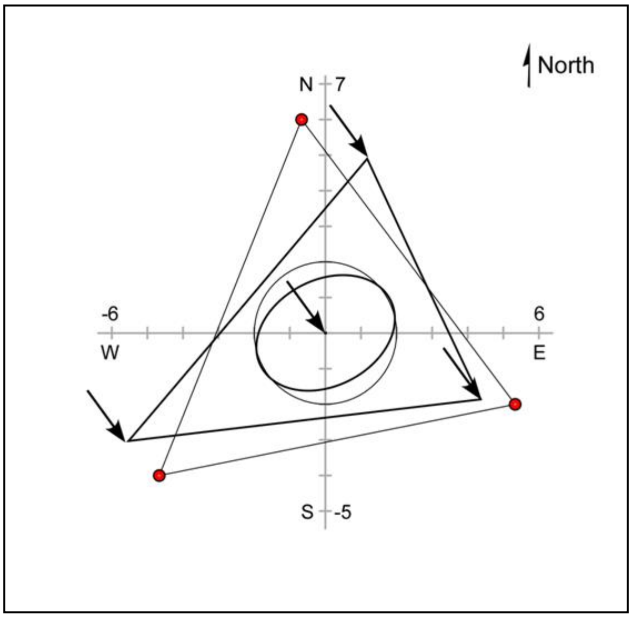


Εικόνα 5.2.1.9. Μετατόπιση του κάθε σταθμού GPS από το αρχικό στο τελικό σημείο του εκάστοτε διανύσματος – Μετατόπιση του κέντρου του εσωτερικού κύκλου από την αρχή στο τέλος του διανύσματος μεταφοράς (αντιπροσωπευτικού διανύσματος της οριζόντιας ταχύτητας του τριγώνου) – Μετατροπή του εσωτερικού κύκλου σε έλλειψη – Παραμόρφωση του αρχικού τριγώνου (μαύρο: μη παραμορφωμένο τρίγωνο, γκρι: παραμορφωμένο τρίγωνο).

Γνωρίζοντας πλέον τη μορφή του παραμορφωμένου τριγώνου, ακολουθεί η αφαίρεση του διανύσματος μεταφοράς του τριγώνου από το σύνολο των διανυσμάτων (Εικόνα 5.2.1.10). Με τη συγκεκριμένη ενέργεια επιτυγχάνεται η ταύτιση των κεντροειδών των δύο τριγώνων (τα κέντρα του εσωτερικού κύκλου και της έλλειψης), ενώ ταυτόχρονα οι τρεις κορυφές μετατοπίζονται σε νέες θέσεις λόγω της αφαίρεσης του διανύσματος μεταφοράς του τριγώνου (Εικόνα 5.2.1.11).

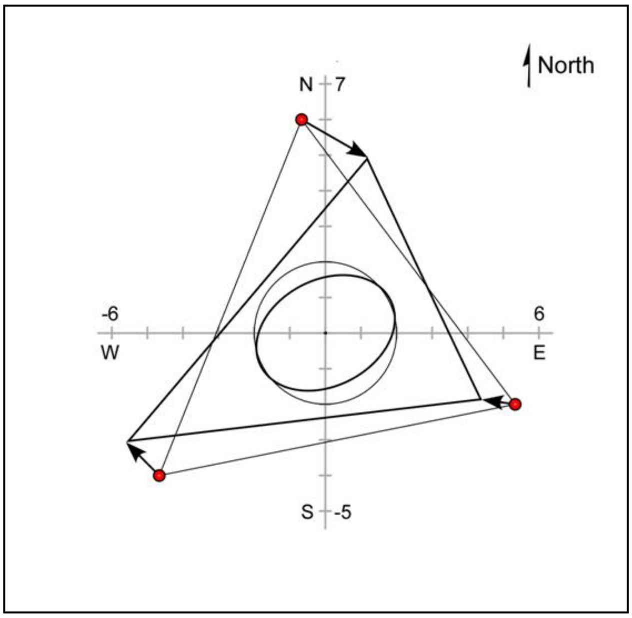


Εικόνα 5.2.1.10. Αφαίρεση του διανύσματος μεταφοράς του τριγώνου από το κέντρο της έλλειψης και τους τρεις εξεταζόμενους σταθμούς GPS.



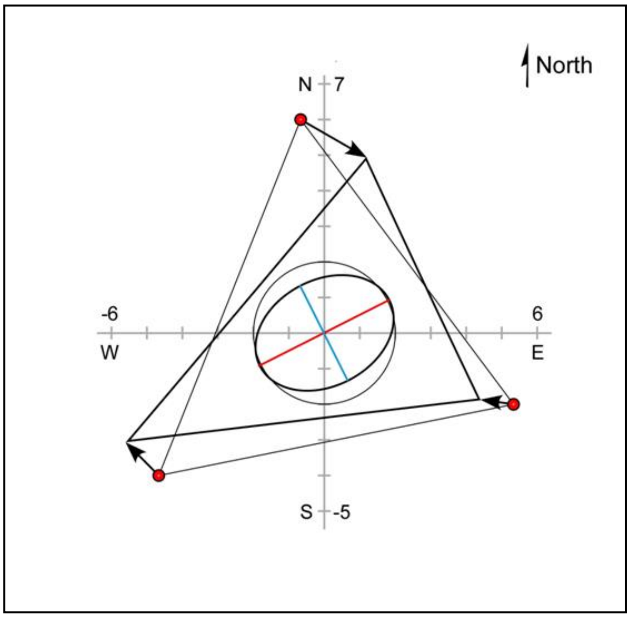
Εικόνα 5.2.1.11. Ταύτιση του κέντρων του εσωτερικού κύκλου και της έλλειψης – Μετατόπιση των κορυφών στις νέες θέσεις, λόγω της αφαίρεσης του διανύσματος μεταφοράς του τριγώνου.

Λαμβάνοντας υπόψη αυτές τις νέες θέσεις των κορυφών του τριγώνου (πρακτικά των τριών σταθμών GPS), καθώς και τις αντίστοιχες θέσεις τους στο αρχικό μη παραμορφωμένο τρίγωνο, σχεδιάζεται το νέο διάνυσμα μεταφοράς (διάνυσμα της οριζόντιας ταχύτητας) του κάθε σταθμού GPS. Τα νέα διανύσματα μεταφοράς, τα οποία προκύπτουν με την αφαίρεση του διανύσματος μεταφοράς του τριγώνου από το αρχικό διάνυσμα μεταφοράς του κάθε σταθμού GPS, σχετίζεται με την αλλαγή του προσανατολισμού και του σχήματος του τριγώνου (Εικόνα 5.2.1.12).

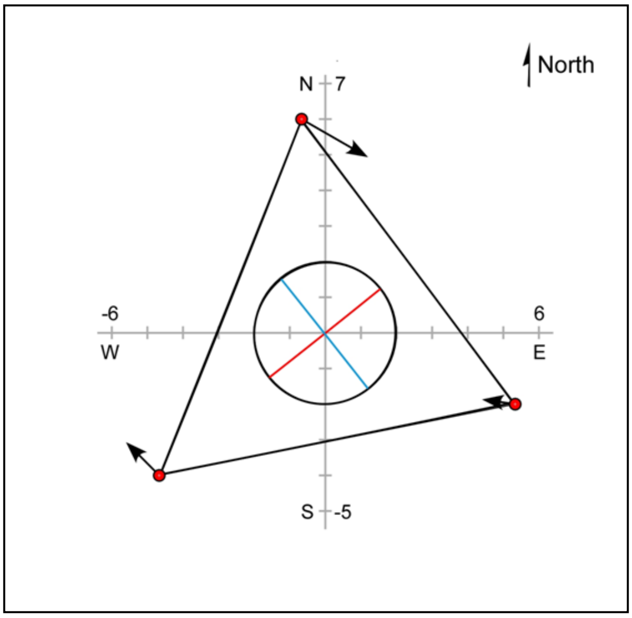


Εικόνα 5.2.1.12. Νέο διάνυσμα μεταφοράς (αφαίρεση του διανύσματος μεταφοράς του τριγώνου από το αρχικό διάνυσμα μεταφοράς του κάθε σταθμού GPS) του κάθε σταθμού GPS.

Έχοντας υπολογίσει τα νέα διανύσματα μεταφοράς του κάθε σταθμού GPS, τα οποία είναι υπεύθυνα για την παραμόρφωση του τριγώνου, ακολουθεί ο σχεδιασμός των αξόνων της έλλειψης, η οποία δημιουργήθηκε λόγω της παραμόρφωσης του αρχικού, εσωτερικού κύκλου. Ο κύριος και ο δευτερεύων άξονας της έλλειψης είναι κάθετοι μεταξύ τους (Εικόνα 5.2.1.13). Επανατοποθετώντας τις κορυφές (σταθμούς GPS) του παραμορφωμένου τριγώνου στην αρχική τους θέση, η έλλειψη λαμβάνει τη μορφή του αρχικού εσωτερικού κύκλου, ενώ ταυτόχρονα οι άξονες της έλλειψης ανήκουν πλέον στον εσωτερικό κύκλο, παραμένοντας κάθετοι μεταξύ τους (Εικόνα 5.2.1.14).

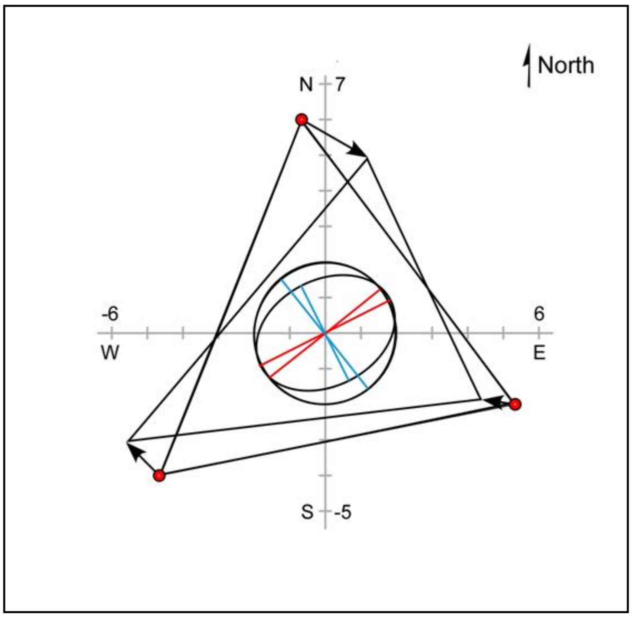


Εικόνα 5.2.1.13. Κύριος (κόκκινος) και δευτερεύων (μπλε) άξονας της έλλειψης (οι δύο άξονες είναι κάθετοι μεταξύ τους).



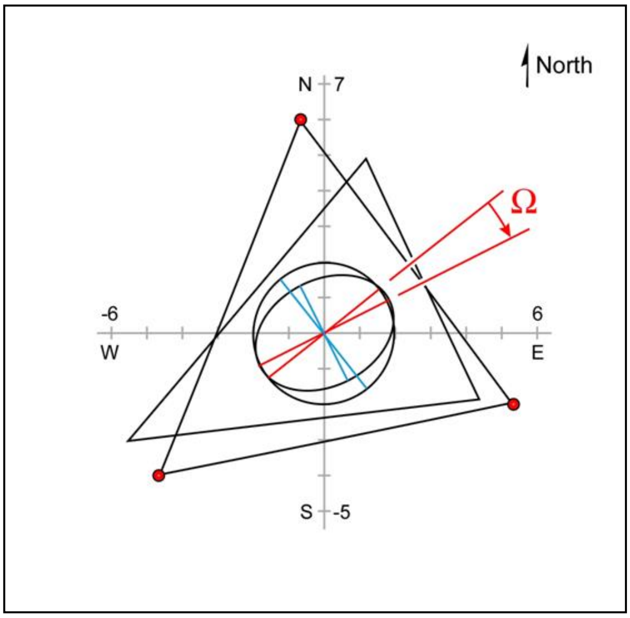
Εικόνα 5.2.1.14. Μετατροπή της έλλειψης σε κύκλο με την επανατοποθέτηση των κορυφών του τριγώνου στην αρχική τους θέση – Ο κύριος (κόκκινος) και ο δευτερεύων (μπλε) άξονας του κύκλου παραμένουν κάθετοι μεταξύ τους.

Συγκρίνοντας τον κύριο και δευτερεύων άξονα της έλλειψης με τους αντίστοιχους του εσωτερικού κύκλου, θεωρώντας ότι τα κέντρα τους είναι τοποθετημένα στην αρχή των αξόνων του συστήματος αναφοράς, εντοπίζεται και καταγράφεται η μεταξύ τους γωνιακή απόκλιση. Το μέγεθος της συγκεκριμένης γωνιακής απόκλισης είναι το ίδιο μεταξύ των κύριων και των δευτερευόντων αξόνων. Συνεπώς, κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης του τριγώνου υπολογίζεται ο ρυθμός περιστροφής του (Εικόνα 5.2.1.15).



Εικόνα 5.2.1.15. Κύριοι (κόκκινοι) και δευτερεύοντες (μπλε) άξονες της έλλειψης και του εσωτερικού κύκλου, αντίστοιχα – Επισήμανση της γωνιακής απόκλισης μεταξύ των αξόνων.

Η γωνία μεταξύ των δύο κύριων (ή δευτερευόντων αξόνων) αποτελεί την περιστροφική συνιστώσα της παραμόρφωσης και χαρακτηρίζεται από τον προσανατολισμό αυτών των αξόνων (Εικόνα 5.2.1.16).



Εικόνα 5.2.1.16. Περιστροφική συνιστώσα της παραμόρφωσης μεταξύ των κοινών αξόνων.

Συνοψίζοντας, για την εκτίμηση της παραμόρφωσης με τη μέθοδο του τριγωνισμού θεωρείται απαραίτητη η υλοποίηση τριών βασικών βημάτων: 1) υπολογισμός του διανύσματος μεταφοράς-αντιπροσωπευτικού διανύσματος της οριζόντιας ταχύτητας του εξεταζόμενου τριγώνου, 2) αφαίρεση του προαναφερόμενου διανύσματος μεταφοράς του τριγώνου από τα ήδη υπολογισμένα διανύσματα της οριζόντιας ταχύτητας του κάθε σταθμού GPS, προκειμένου να προσδιοριστεί το νέο διάνυσμα μεταφοράς (τελικό διάνυσμα της οριζόντιας ταχύτητας) του κάθε σταθμού, το οποίο είναι υπεύθυνο για την παραμόρφωση του εξεταζόμενου τριγώνου και 3) υπολογισμός της περιστροφικής συνιστώσας του εξεταζόμενου τριγώνου.

Ο συνδυασμός των κύριων και των δευτερευόντων αξόνων της έλλειψης και του εσωτερικού κύκλου, του παραμορφωμένου και του μη παραμορφωμένου τριγώνου, αντίστοιχα, με τη χρήση συγκεκριμένων μαθηματικών τύπων, καθιστά δυνατό τον υπολογισμό ορισμένων παραμέτρων, σχετιζόμενες με την παραμόρφωση, η αξιολόγηση των οποίων οδηγεί στον εντοπισμό της δράσης σημαντικών τεκτονικών στοιχείων και κατ’ επέκταση στην ερμηνεία του τεκτονικού καθεστώτος της εκάστοτε περιοχής.

5.3 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΛΟΓΙΣΜΙΚΩΝ ΠΑΚΕΤΩΝ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΤΩΝ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Στα παραπάνω υποκεφάλαια πραγματοποιήθηκε εκτενής ανάλυση των λογισμικών, τα οποία βασίζονται τόσο στη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (λογισμικό grid_strain και λογισμικό GeoStrain) όσο και τη μέθοδο του τριγωνισμού (GPS triangular calculator).

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής κρίθηκε απαραίτητο να πραγματοποιηθεί η εφαρμογή και των τριών προαναφερόμενων λογισμικών πακέτων και να ελεγχθούν τα εξαγόμενα αποτελέσματα του καθενός, προκειμένου να χρησιμοποιηθεί το καταλληλότερο και πιο αξιόπιστο. Παρά το γεγονός ότι τα αποτελέσματα των λογισμικών grid_strain και GeoStrain θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν μερικώς ικανοποιητικά, εντούτοις τα αντίστοιχα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή του λογισμικού GPS triangular calculator είναι πιο αξιόπιστα, γεγονός το οποίο οδήγησε στην επιλογή του έναντι των άλλων δύο άλλων λογισμικών. Πιο συγκεκριμένα, οι λόγοι για τους οποίους θεωρήθηκαν πιο αξιόπιστα είναι οι εξής:

1) Η μέθοδος του τριγωνισμού (λογισμικό GPS triangular calculator) παρέχει περισσότερα εξεταζόμενα σημεία σε αντίθεση με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (λογισμικά grid_strain και GeoStrain). Ειδικότερα, ο συνδυασμός των δεδομένων τριών διαφορετικών σταθμών GPS, στον οποίο βασίζεται η μέθοδος του τριγωνισμού, καθιστά δυνατή την εξαγωγή ενός σημαντικού αριθμού εξεταζόμενων σημείων, σε αντίθεση με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, στην οποία τα εξεταζόμενα σημεία είναι οι ίδιοι οι σταθμοί GPS.

2) Η μέθοδος του τριγωνισμού (λογισμικό GPS triangular calculator) παρέχει περισσότερες παραμέτρους σε αντίθεση με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (λογισμικά grid_strain και GeoStrain). Πιο συγκεκριμένα, η εφαρμογή του λογισμικού GPS triangular calculator οδηγεί στην εξαγωγή έξι διαφορετικών παραμέτρων σε αντίθεση με τα λογισμικά grid_strain και GeoStrain, από τα οποία εξάγονται δύο παράμετροι.

3) Στη μέθοδο του τριγωνισμού τα σφάλματα των ταχυτήτων δε διαδραματίζουν τόσο σημαντικό ρόλο συγκριτικά με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Το γεγονός ότι συνδυάζονται οι ταχύτητες τριών σταθμών GPS στη μέθοδο του τριγωνισμού, συνεπάγεται αυτόματα και το συνδυασμό των σφαλμάτων τους, γεγονός το οποίο παρέχει τη δυνατότητα να μετριαστεί το πιθανό μεγάλο σφάλμα ενός σταθμού GPS από τους άλλους δύο. Αντιθέτως, στην περίπτωση κατά την οποία χρησιμοποιηθεί ένας σταθμός GPS, μεγάλου σφάλματος, στη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, τα αποτελέσματα που θα προκύψουν θα είναι εξαιρετικά επισφαλή.

4) Στη μέθοδο του τριγωνισμού εξάγονται τα αποτελέσματα ανά εξεταζόμενο σημείο σε αντίθεση με τα λογισμικά της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων που τα

αποτελέσματα εξάγονται σε δομή κανάβου. Πιο συγκεκριμένα, η εξαγωγή μίας παραμέτρου για ένα συγκεκριμένο σημείο είναι πιο ακριβής σε σχέση με την αντίστοιχη που προκύπτει με τη δομή κανάβου, η οποία προέρχεται από γεωστατιστική επεξεργασία. Τα αποτελέσματα της γεωστατιστικής επεξεργασίας δεν είναι ακριβή ως προς τις τιμές των εξεταζόμενων παραμέτρων, ωστόσο αποδίδουν μία αξιόπιστη κατανομή τους στο χώρο.

5) Η γεωστατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων επιλέχθηκε να εφαρμοστεί και να αναλυθεί, επικουρικά ως προς τη μέθοδο του τριγωνισμού, σε επόμενο κεφάλαιο. Η συγκεκριμένη επεξεργασία παρουσιάζει σημαντικές ομοιότητες με τα λογισμικά grid_strain και GeoStrain ως προς τη χωρική κατανομή των αποτελεσμάτων, λόγω του γεγονότος ότι χρησιμοποιείται η δομή κανάβου. Κατά συνέπεια, η χρήση των λογισμικών των ελαχίστων τετραγώνων εξάγει παρόμοια αποτελέσματα με τα αντίστοιχα της γεωστατιστικής επεξεργασίας.

6) Τα αποτελέσματα που προέρχονται από την εφαρμογή του λογισμικού GPS triangular calculator συσχετίζονται με τις ενεργές τεκτονικές δομές της περιοχής μελέτης. Από την άλλη μεριά, τα αποτελέσματα που εξάγονται από τα λογισμικά grid_strain και GeoStrain παρουσιάζουν ορισμένες σημαντικές ασάφειες ως προς τα ενεργά τεκτονικά στοιχεία της εξεταζόμενης περιοχής.

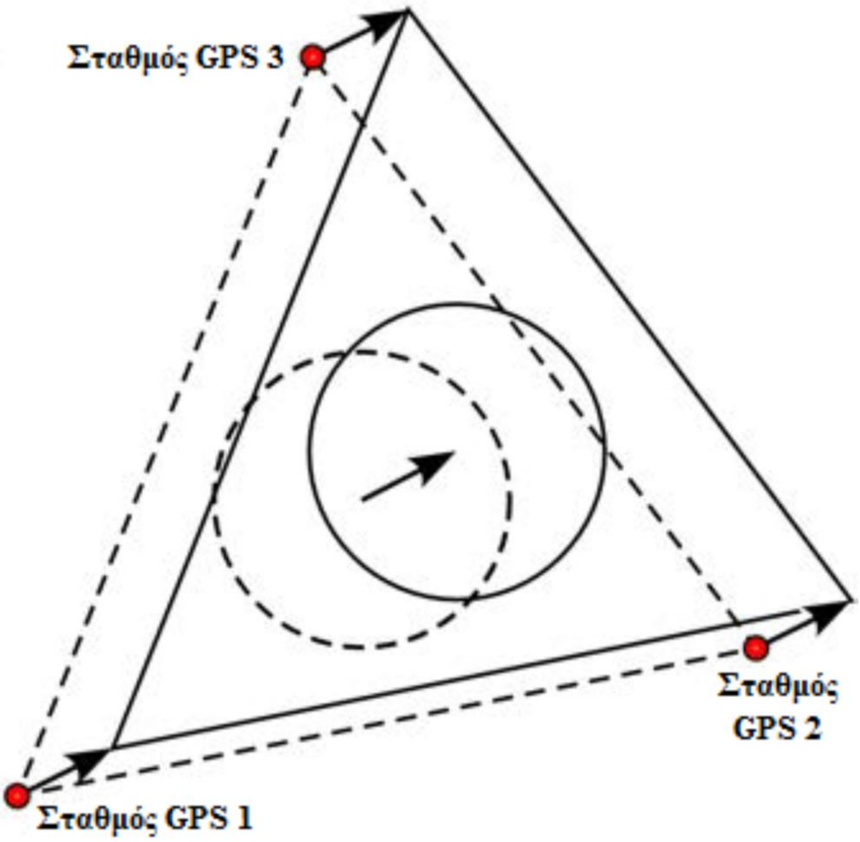
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΤΡΙΓΩΝΙΣΜΟΥ – ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΣΕ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΤΕΜΑΧΗ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΑ ΚΡΙΤΗΡΙΑ

6.1 ΓΕΝΙΚΑ – ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΕΞΑΓΟΜΕΝΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΤΩΝ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Το συγκεκριμένο κεφάλαιο πραγματεύεται το διαχωρισμό του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, λαμβάνοντας υπόψη γεωδαιτικά κριτήρια, τα οποία αποτελούνται ουσιαστικά από μία σειρά παραμέτρων, προερχόμενες από την αναλυτική επεξεργασία των γεωδαιτικών δεδομένων. Με την εφαρμογή του συγκεκριμένου διαχωρισμού επιτυγχάνεται η ομαδοποίηση των κοινών ή παραπλήσιων γεωδαιτικών αποτελεσμάτων, τα οποία σχετίζονται με μία λιγότερο ή περισσότερο κοινή τεκτονική συμπεριφορά για μία ορισμένη περιοχή, προσδιορίζοντας ένα ανεξάρτητο τεκτονικό τέμαχος (κατ’ αντιστοιχία με το γεωλογικό διαχωρισμό).

Αρχικά, η μέθοδος του τριγωνισμού, η οποία εφαρμόζεται με τη χρήση του λογισμικού GPS triangular calculator, χαρακτηρίζεται από το συνδυασμό των ταχυτήτων των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS, όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενο κεφάλαιο, προσδιορίζοντας τον τύπο μεταμόρφωσης της περιοχής που παρεμβάλλεται μεταξύ αυτών των σταθμών. Η συνολική, καταγεγραμμένη ταχύτητα του κάθε σταθμού GPS διαιρείται σε συνιστώσες διαφορετικών τύπων μεταμόρφωσης, οι οποίοι είναι: 1) μεταφορά, 2) περιστροφή, 3) έκταση και 4) παραμόρφωση.

Το διάνυσμα μεταφοράς ορίζεται ως το διάνυσμα που ενώνει την αρχική θέση, η οποία είναι το κέντρο του τριγώνου που σχηματίστηκε, λαμβάνοντας υπόψη τις καταγεγραμμένες ταχύτητες των τριών συνδυαζόμενων σταθμών GPS, με τη μετατοπισμένη θέση του κέντρου του τριγώνου (Εικόνα 6.1.1).

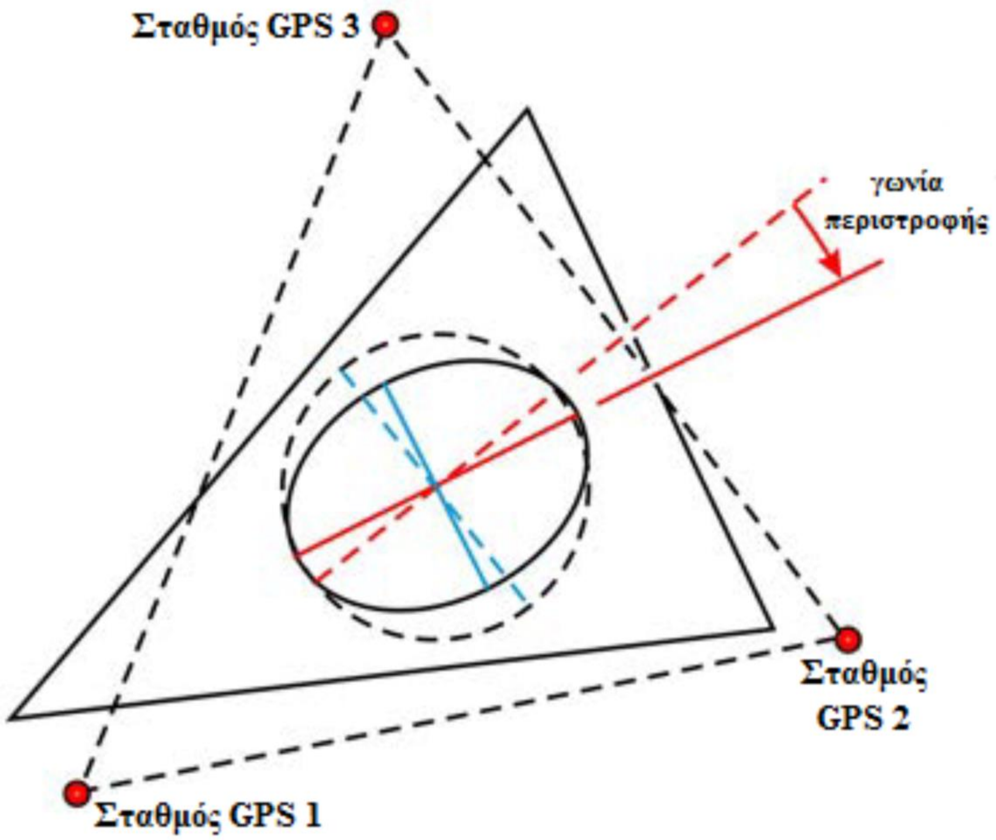


Εικόνα 6.1.1. Διανύσματα μεταφοράς των εξεταζόμενων σταθμών GPS και του κεντροειδούς του τριγώνου (διακεκομμένες γραμμές: αρχική θέση του τριγώνου και του εσωτερικού του κύκλου, μαύρες γραμμές: νέα θέση του τριγώνου και του εσωτερικού του κύκλου, με βάση τις καταγεγραμμένες ταχύτητες των εξεταζόμενων σταθμών GPS).

Η συνιστώσα προς τα ανατολικά του διανύσματος μεταφοράς υπολογίζεται με βάση το μέσο όρο των τριών διανυσμάτων της συνιστώσας της ταχύτητας προς τα ανατολικά, εκφραζόμενη σε χιλιοστά ανά έτος (mm/yr). Η αρνητική τιμή της συγκεκριμένης συνιστώσας υποδεικνύει κίνηση προς τα δυτικά. Ομοίως, η συνιστώσα προς τα βόρεια του διανύσματος μεταφοράς προκύπτει από το μέσο όρο των τριών διανυσμάτων της συνιστώσας της ταχύτητας προς τα βόρεια και υπολογίζεται σε χιλιοστά ανά έτος (mm/yr). Η αρνητική τιμή της αυτής της συνιστώσας ερμηνεύεται ως κίνηση προς τα νότια.

Το αζιμούθιο του διανύσματος μεταφοράς υπολογίζεται με βάση τη μέση τιμή των διευθύνσεων των τριών μετακινούμενων σταθμών GPS, ενώ η μέτρησή του πραγματοποιείται κατά το οριζόντιο επίπεδο, ξεκινώντας από το βορρά, όπου το αζιμούθιο ισούται με 0° σε μία δεξιόστροφη διεύθυνση περιστροφής.

Επιπλέον, σημαντικός παράγοντας θεωρείται η περιστροφική ταχύτητα, η οποία μετράται σε μοίρες ανά έτος (deg/yr). Το αποτέλεσμα της παραμόρφωσης αποτυπώνεται κατά τον προσδιορισμό του κύριου και του δευτερεύοντα άξονα της οριζόντιας έλλειψης παραμόρφωσης (Εικόνα 6.1.2).



Εικόνα 6.1.2. Παραμόρφωση του αρχικού τριγώνου και του εσωτερικού του κύκλου (με διακεκομμένες γραμμές), λόγω της περιστροφικής ταχύτητας (με μαύρες γραμμές: νέο τρίγωνο και έλλειψη, προερχόμενα από το αρχικό τρίγωνο και τον εσωτερικό του κύκλο, αντίστοιχα, λόγω της περιστροφικής ταχύτητας, κόκκινη και μπλε διακεκομμένη γραμμή: ο κύριος και ο δευτερεύων άξονας του εσωτερικού κύκλου, αντίστοιχα, κόκκινη και μπλε γραμμή: ο κύριος και ο δευτερεύων άξονας της έλλειψης, αντίστοιχα).

Λαμβάνοντας υπόψη, τόσο τα διανύσματα μεταφοράς όσο και τους άξονες του εσωτερικού κύκλου και της έλλειψης, αντίστοιχα, προσδιορίζονται και εξετάζονται ορισμένες παράμετροι, οι οποίες σχετίζονται τόσο με την παραμόρφωση του ανώτερου φλοιού όσο και με την παρουσία σημαντικών ενεργών τεκτονικών δομών. Ειδικότερα, οι εξεταζόμενες παράμετροι είναι οι εξής: 1) Μέγιστη και Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση,

2) Συνολική Ταχύτητα, 3) Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση, 4) Περιοχική Παραμόρφωση και 5) Περιστροφή.

6.1.1. Μέγιστη και Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση

Η Μέγιστη και η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (Maximum Horizontal Extension – MAHE και Minimum Horizontal Extension – MIHE, αντίστοιχα) μετρώνται κατά μήκος του μέγιστου (κύριου) και του ελάχιστου (δευτερεύοντα) άξονα της έλλειψης παραμόρφωσης, αντίστοιχα. Η έκταση ορίζεται από τον εξής τύπο:

$$(l_f - l_o)/l_o \qquad (6.1.1.1)$$

όπου l_f: τελικό μήκος του άξονα της έλλειψης και l_o: αρχικό μήκος του άξονα της έλλειψης.

Εάν θεωρηθεί ότι σχεδιάζεται ένας κύκλος στο φλοιό, ακτίνας ίση με x, εντός του τριγώνου που σχεδιάζεται από τους σταθμούς GPS, μετά από μία ορισμένη χρονική περίοδο x, ο κύκλος θα έχει μετατραπεί σε έλλειψη, παρά το γεγονός ότι το μέγεθος της αλλαγής θα είναι περιορισμένο. Εάν η απόσταση από το κέντρο της έλλειψης έως το πιο απομακρυσμένο τμήμα της, το οποίο μετράται κατά μήκος του κύριου άξονα, είναι μεγαλύτερο από x, τότε η e_{1H} (έκταση κατά μήκος του κύριου άξονα της έλλειψης) είναι θετικός αριθμός. Εάν η μετρούμενη κατά μήκος του κύριου άξονα απόσταση είναι μικρότερη από x, η e_{1H} είναι αρνητικός αριθμός (Εικόνα 6.1.1.1). Η τιμή της e_{1H} είναι πάντα μεγαλύτερη ή ίση από την αντίστοιχη της e_{2H} (έκταση κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα της έλλειψης). Σημειώνεται ότι η μονάδα μέτρησης της έκτασης είναι το nano-strain.

Λαμβάνοντας υπόψη την έλλειψη παραμόρφωσης, καθίσταται δυνατή η σύνδεσή της με τις τεκτονικές δομές της περιοχής μελέτης (Εικόνα 6.1.1.2). Ειδικότερα, η έλλειψη παραμόρφωσης σχετίζεται με την παρουσία:

1) Ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip faults) (Εικόνα 6.1.1.2ii), με την προϋπόθεση ότι σχηματίζουν γωνία μικρότερη των 45° με το δευτερεύων άξονα της έλλειψης παραμόρφωσης,

2) Κανονικών ρηγμάτων (normal faults) (Εικόνα 6.1.1.2iii), με την προϋπόθεση ότι παρουσιάζουν παράλληλη ή περίπου παράλληλη διεύθυνση με τον δευτερεύων άξονα

3) Ανάστροφων ρηγμάτων (reverse faults) (Εικόνα 6.1.1.2iii) ή πτυχών (folds) (Εικόνα 6.1.1.2iv) με την προϋπόθεση ότι παρουσιάζουν κάθετη ή περίπου κάθετη διεύθυνση με τον δευτερεύων άξονα.

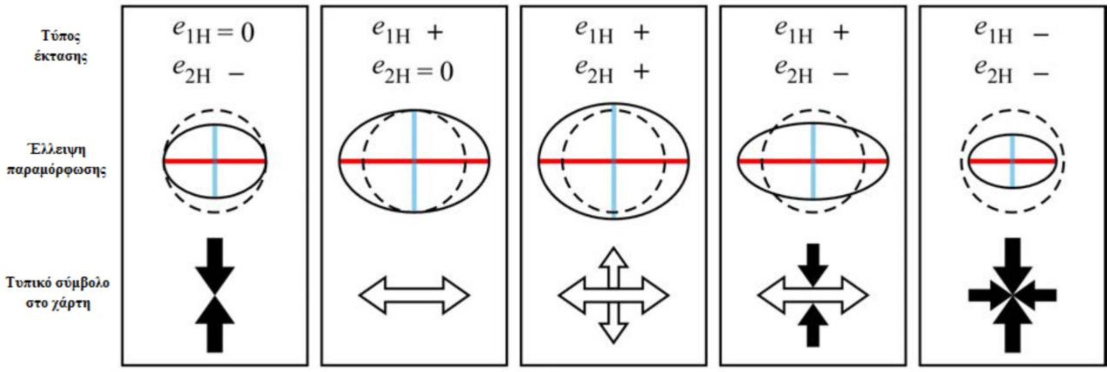
Επιπλέον, σημειώνεται ότι για τη συσχέτιση της έλλειψης παραμόρφωσης σε μία περιοχή μελέτης θεωρείται απαραίτητος ο προσδιορισμός ορισμένων παραμέτρων όπως οι τύποι των κύριων εκτάσεων και η παρουσία χαρακτηριστικών προϋπαρχόντων τεκτονικών δομών, τα οποία παρέχουν πληροφορίες σχετικά με το τεκτονικό καθεστώς και τις γεωλογικές συνθήκες.

Όσον αφορά τον προσδιορισμό των τεκτονικών δομών με βάση τις τιμές των εκτάσεων του κύριου ($\mathrm{S_{1H}}$) και του δευτερεύοντα ($\mathrm{S_{2H}}$) άξονα, λαμβάνεται υπόψη η απόλυτη τιμή της έκτασης του κάθε άξονα, ενώ έχει ήδη αναφερθεί παραπάνω ότι η τιμή της στον κύριο ($\mathrm{e_{1H}}$) είναι μεγαλύτερη ή ίση με την αντίστοιχη του δευτερεύοντα ($\mathrm{e_{2H}}$) άξονα. Σημειώνεται ότι οι θετικές τιμές των εκτάσεων των αξόνων της έλλειψης παραμόρφωσης συνδέονται με εφελκυστικό γεγονός, ενώ οι αρνητικές τιμές με συμπιεστικό γεγονός, αντίστοιχα. Συνεπώς, για τους τρεις κύριους τύπους ρηγμάτων προκύπτουν τα εξής:

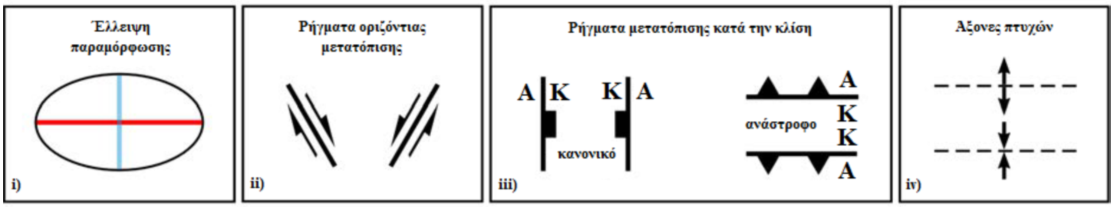
1) Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip faults): η απόλυτη τιμή της $\mathrm{e_{1H}}$ είναι παρόμοια με την αντίστοιχη της $\mathrm{e_{2H}}$. Ειδικότερα, εάν η απόλυτη τιμή της $\mathrm{e_{1H}}$ είναι ελαφρώς μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της $\mathrm{e_{2H}}$, το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης χαρακτηρίζεται από πλάγια έκταση (transtension). Αντιθέτως, εάν η απόλυτη τιμή της $\mathrm{e_{2H}}$ είναι ελαφρώς μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της $\mathrm{e_{1H}}$, το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης χαρακτηρίζεται από πλάγια συμπίεση (transpression).

2) Κανονικά ρήγματα (normal faults): η απόλυτη τιμή της $\mathrm{e_{1H}}$ είναι αξιοσημείωτα μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της $\mathrm{e_{2H}}$.

3) Ανάστροφα ρήγματα (reverse faults): η απόλυτη τιμή της $\mathrm{e_{2H}}$ είναι αξιοσημείωτα μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της $\mathrm{e_{1H}}$.



Εικόνα 6.1.1.1. Πέντε τύποι μέγιστης και ελάχιστης οριζόντιας έκτασης και το τυπικό τους σύμβολο στο χάρτη. Οι διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στους αρχικούς κύκλους, ενώ οι συμπαγείς γραμμές αντιστοιχούν στις ελλείψεις, οι οποίες προέκυψαν από την παραμόρφωση των αρχικών κύκλων. Οι S_{1H} (κύριοι) άξονες υποδεικνύονται με κόκκινο και οι S_{2H} (δευτερεύοντες) άξονες με μπλε χρώμα, αντίστοιχα. Τα σύμβολα στο χάρτη που παρουσιάζονται με τη μορφή μαύρων βελών, υποδεικνύουν συστολή (συνδεόμενη με συμπίεση), ενώ αντιθέτως τα λευκά βέλη υποδεικνύουν διαστολή (συνδεόμενη με εφελκυσμό).



Εικόνα 6.1.1.2. Η απειροελάχιστη οριζόντια έλλειψη παραμόρφωσης (i) μπορεί να συσχετιστεί με τη σημερινή δραστηριότητα κατά μήκος ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης (ii), προσανατολισμένα κατά το δευτερεύων (μπλε) άξονα της έλλειψης παραμόρφωσης με γωνία μικρότερη των 45°, τα κανονικά ρήγματα (Κ) (iii) παρουσιάζουν διεύθυνση παράλληλη στο δευτερεύων άξονα, τα ανάστροφα ρήγματα (Α) (iii) παρουσιάζουν διεύθυνση κάθετη στο δευτερεύων άξονα ή πτυχές (iv) με άξονες προσανατολισμένους κάθετα στο δευτερεύων άξονα.

6.1.2. Συνολική Ταχύτητα

Η παράμετρος της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) εκφράζει την αντιπροσωπευτική ταχύτητα του τριγώνου. Η ταχύτητα του τριγώνου υπολογίζεται με βάση το μέσο όρο των ταχυτήτων των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS, ενώ η διεύθυνσή (αζιμούθιο) της υπολογίζεται, ομοίως, λαμβάνοντας υπόψη τις διευθύνσεις (αζιμούθια) των ταχυτήτων των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS. Το διάνυσμα της

Συνολικής Ταχύτητας του τριγώνου σχεδιάζεται με τη χρήση του κεντροειδούς του τριγώνου ως αρχικό σημείο σχεδιασμού (Εικόνα 6.1.1). Η μονάδα μέτρησης της Συνολικής Ταχύτητας είναι χιλιοστά ανά έτος (mm/yr), ενώ το αζιμούθιο μετράται, αντίστοιχα, σε μοίρες (deg).

Η μεταβολή και η διακύμανση των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας σε μία εξεταζόμενη περιοχή οδηγεί σε συμπεράσματα σχετικά με τη γεωτεκτονική εξέλιξη και το γεωδυναμικό καθεστώς της συγκεκριμένη περιοχής.

6.1.3. Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση

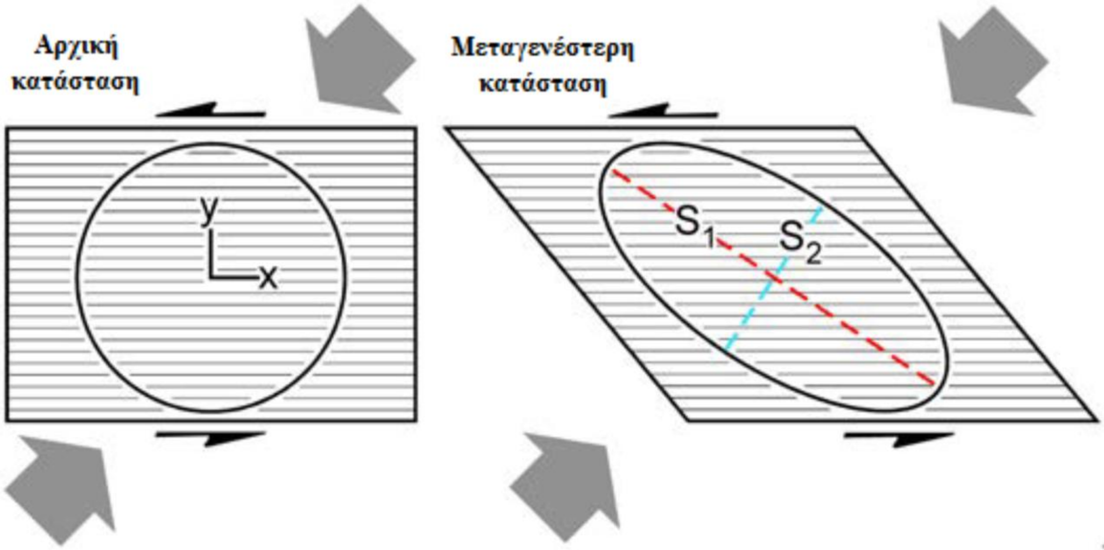
Η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (Maximum Shear Strain – MSS) αποτελεί ένα σημαντικό δείκτη εντοπισμού ενεργών τεκτονικών δομών. Ειδικότερα, η δράση μίας ενεργής ρηξιγενούς ζώνης συνοδεύεται από την παρουσία διάτμησης – διάρρηξης και ως εκ τούτου οι αξιοσημείωτες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης μίας περιοχής συνδέονται με την παρουσία ενεργών τεκτονικών δομών.

Κατά τον υπολογισμό της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης μετρώνται 45 μοίρες από το μέγιστο οριζόντιο άξονα της έλλειψης (Εικόνα 6.1.3.1), ενώ ορίζεται από τον εξής τύπο:

$$\mathrm{MSS} = \mathrm{e}_{1\mathrm{H}} - \mathrm{e}_{2\mathrm{H}} \quad (6.1.3.1)$$

όπου $\mathrm{e}_{1\mathrm{H}}$: έκταση κατά μήκος του κύριου άξονα της έλλειψης και $\mathrm{e}_{2\mathrm{H}}$: έκταση κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα της έλλειψης.

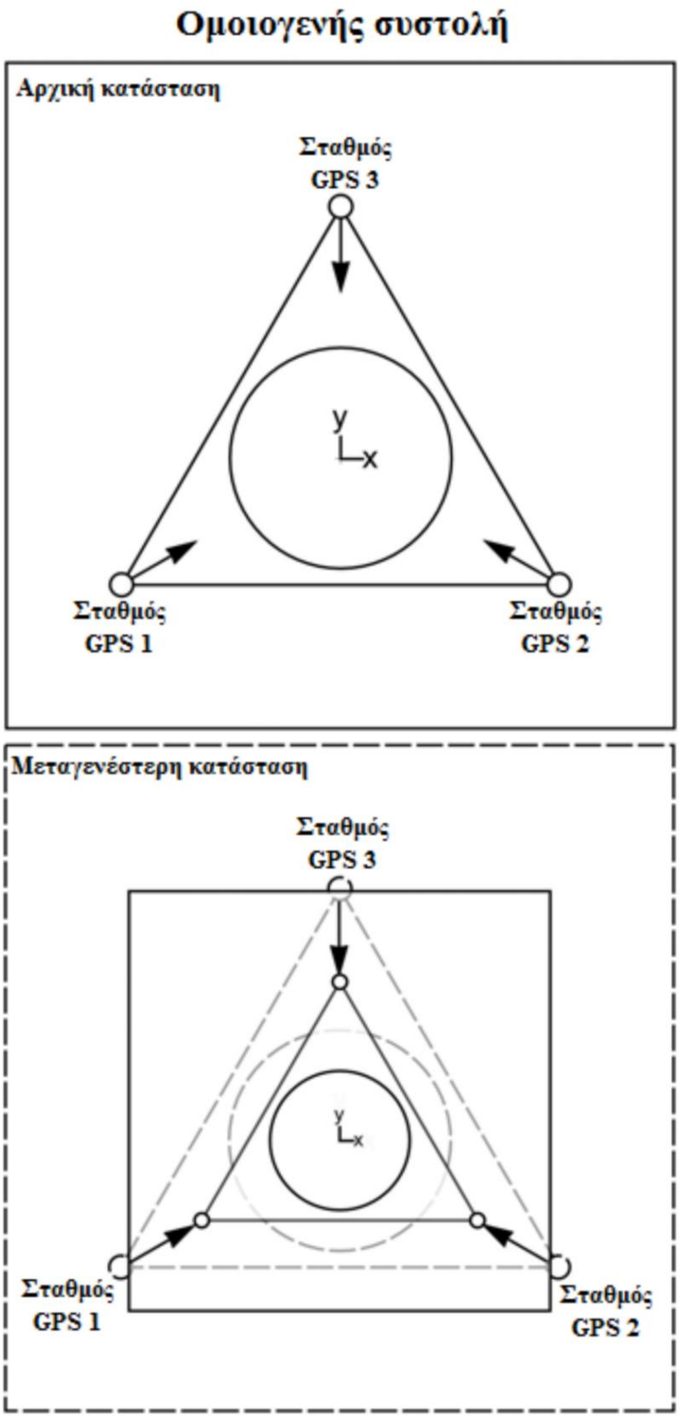
Η μονάδα μέτρησης της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης είναι το nano-strain. Επιπλέον, σημειώνεται το γεγονός ότι για τον προσδιορισμό των ενεργών τεκτονικών δομών, με βάση τη Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση, θεωρείται απαραίτητη η γνώση του τεκτονικού καθεστώτος και των ήδη υπαρχόντων τεκτονικών στοιχείων της περιοχής μελέτης.



Εικόνα 6.1.3.1. Αριστερά: αρχικός, μη παραμορφωμένος κύκλος, με τους άξονές του Χ (κύριος) και Υ (δευτερεύων). Τα μαύρα βέλη υποδεικνύουν τη διεύθυνση κατά την οποία θα πραγματοποιηθεί η μετατόπιση και τα γκρι βέλη υποδεικνύουν τη νοητή ευθεία με την οποία ο κύριος άξονας σχηματίζει γωνία 45 μοιρών, Δεξιά: έλλειψη παραμόρφωσης με τους άξονές της S_1 (κύριος) και S_2 (δευτερεύων). Η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση υπολογίζεται μετρώντας 45 μοίρες από το μέγιστο οριζόντιο άξονα της έλλειψης.

6.1.4. Περιοχική Παραμόρφωση

Η Περιοχική Παραμόρφωση (Area Strain – AS) αποτελεί την παράμετρο που εκφράζει τρόπο της μεταβολής μίας περιοχής (εάν υπάρχει) λόγω της παραμόρφωσης. Πιο συγκεκριμένα, διακρίνονται τρεις διαφορετικές περιπτώσεις Περιοχικής Παραμόρφωσης με βάση τις λαμβανόμενες τιμές (θετικές, αρνητικές ή μηδενικές). Ειδικότερα, η θετική τιμή της Περιοχικής Παραμόρφωσης υποδεικνύει διαστολή – αύξηση της περιοχής, ενώ αντιθέτως η αρνητική τιμή της Περιοχικής Παραμόρφωσης συνδέεται με μείωση – συστολή της περιοχής, αντίστοιχα. Η μηδενική ή σχεδόν μηδενική τιμή της Περιοχικής Παραμόρφωσης υποδεικνύει μία μη παραμορφωμένη περιοχή. Στην Εικόνα 6.1.4.1 παρουσιάζεται το χαρακτηριστικό παράδειγμα της ομοιογενούς συστολής – μείωσης, η οποία αποτελεί την ιδανική περίπτωση συστολής, καθώς το σύνολο των περιπτώσεων τόσο της συστολής όσο και της διαστολής στη φύση χαρακτηρίζονται από ανομοιογένεια.



Εικόνα 6.1.4.1. Επάνω: αρχικό, μη παραμορφωμένο τρίγωνο και ο εσωτερικός του κύκλος, στον οποίο περιλαμβάνονται οι άξονές του X (κύριος) και Y (δευτερεύων). Τα μαύρα βέλη έχουν το ίδιο μήκος και παρουσιάζουν διεύθυνση προς το κέντρο του κύκλου, Κάτω: ομοιογενής συστολή του αρχικού τριγώνου (διακεκομμένο τρίγωνο) και του εσωτερικού του κύκλου (διακεκομμένος κύκλος), η οποία εκφράζεται με τη σμίκρυνση τους, οδηγώντας στην κατασκευή του νέου τριγώνου (μαύρο τρίγωνο) και του εσωτερικού του κύκλου (μαύρος κύκλος). Στην περίπτωση ανομοιογενούς συστολής, το εσωτερικό του νέου τριγώνου περιλαμβάνει την κατασκευή έλλειψης.

Η Περιοχική Παραμόρφωση υπολογίζεται με βάση τον παρακάτω τύπο:

$\mathrm{AS} = \mathrm{e}_{1\mathrm{H}} + \mathrm{e}_{2\mathrm{H}}$ (6.1.4.1)

όπου $\mathrm{e}_{1\mathrm{H}}$: έκταση κατά μήκος του κύριου άξονα της έλλειψης και $\mathrm{e}_{2\mathrm{H}}$: έκταση κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα της έλλειψης.

Η μονάδα μέτρησης της Περιοχικής Παραμόρφωσης είναι το nano-strain. Κατά την ερμηνεία των τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης με βάση την τεκτονική, εξάγεται το συμπέρασμα η διαστολή – αύξηση της περιοχής συνδέεται με εφελκυσμό και ως εκ τούτου, κατά κύριο λόγο, με κανονικά ρήγματα, ενώ υπάρχει το ενδεχόμενο σύνδεσης της διαστολής – αύξησης με την παρουσία δομών οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες χαρακτηρίζονται από πλάγια έκταση (transtension). Αντιθέτως, συστολή – μείωση της περιοχής υποδεικνύει συμπιεστικά φαινόμενα κι επομένως την παρουσία, κατά κύριο λόγο, ανάστροφων ρηγμάτων, ενώ θεωρείται πιθανή η συστολή – μείωση της περιοχής, λόγω της παρουσίας δομών οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες χαρακτηρίζονται από πλάγια συμπίεση (transpression). Οι μηδενικές ή σχεδόν μηδενικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης υποδεικνύουν την απουσία ενεργών τεκτονικών δομών στην περιοχή μελέτης.

6.1.5. Περιστροφή

Η παράμετρος της Περιστροφής (Rotation – Rot) εκτιμάται με βάση την περιστροφική ταχύτητα, η οποία υπολογίζεται από το συνδυασμό των καταγεγραμμένων ταχυτήτων των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS. Πιο συγκεκριμένα, κατασκευάζεται το αρχικό τρίγωνο με βάση τους τρεις σταθμούς GPS, ο εσωτερικός του κύκλος και οι άξονες (κύριος και δευτερεύων) του κύκλου. Ομοίως, κατασκευάζεται το παραμορφωμένο τρίγωνο, η έλλειψη παραμόρφωσης και οι άξονές (κύριος και δευτερεύων) της. Η διαφορά μεταξύ των κύριων (ή δευτερευόντων) αξόνων του εσωτερικού κύκλου και της έλλειψης, αντίστοιχα, υποδηλώνει τη γωνία Περιστροφής και ως εκ τούτου την Περιστροφή λόγω παραμόρφωσης (Εικόνα 6.1.2).

Η μονάδα μέτρησης της Περιστροφής (μοίρες/έτος) δεν έχει φυσική σημασία, λόγω των πολύ μικρών μεγεθών της, και ως εκ τούτου καθίσταται αδύνατη η γεωλογική ερμηνεία των εξαγόμενων αποτελεσμάτων με βάση τις συγκεκριμένες τιμές, ενώ επιπρόσθετα, οι πολύ μικρές τιμές Περιστροφής είναι αδύνατο να σχεδιαστούν και να συγκριθούν μεταξύ τους.

Λαμβάνοντας υπόψη τους παραπάνω λόγους κρίθηκε απαραίτητη η κατασκευή ορισμένων μοντέλων Περιστροφής, βάση των οποίων επιτυγχάνεται η αξιοποίηση των τιμών Περιστροφής και κατ' επέκταση η γεωλογική ερμηνεία. Χρησιμοποιώντας ως βασική αρχή – παραδοχή ότι ο ρυθμός περιστροφής είναι σταθερός για την εκάστοτε εξεταζόμενη περίοδο, κατασκευάστηκαν τα μοντέλα Περιστροφής για τις περιόδους των 5 και 10 εκατομμυρίων ετών. Οι τιμές Περιστροφής, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στα προαναφερόμενα μοντέλα, προέκυψαν από την παρεκβολή των αρχικών, εξαγόμενων τιμών Περιστροφής.

Για παράδειγμα, για ένα εξεταζόμενό τρίγωνο, η εκτιμώμενη Περιστροφή είναι 5×10^{-6} μοίρες/έτος. Η παρεκβολή της συγκεκριμένης τιμής, με την προϋπόθεση – παραδοχή ότι ο ρυθμός Περιστροφής είναι σταθερός, οδηγεί στη μοντελοποίηση της τιμής. Συνεπώς, με βάση όσα αναφέρθηκαν, στο μοντέλο Περιστροφής της περιόδου των 5 εκατομμυρίων ετών, η εκτιμώμενη Περιστροφή του προαναφερόμενου τριγώνου είναι 25 μοίρες/έτος.

Τα μοντέλα Περιστροφών μπορούν να οδηγήσουν σε σημαντικά συμπεράσματα σχετικά με τη γεωτεκτονική εξέλιξη και το τεκτονικό καθεστώς μίας περιοχής, ενώ ταυτόχρονα καθίσταται δυνατός ο συνδυασμός και η σύγκρισή τους με παλαιομαγνητικά δεδομένα.

6.2 ΕΞΑΓΩΓΗ ΚΑΙ ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ (ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΑΡΕΜΒΟΛΗΣ) ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

6.2.1. Πελοπόννησος

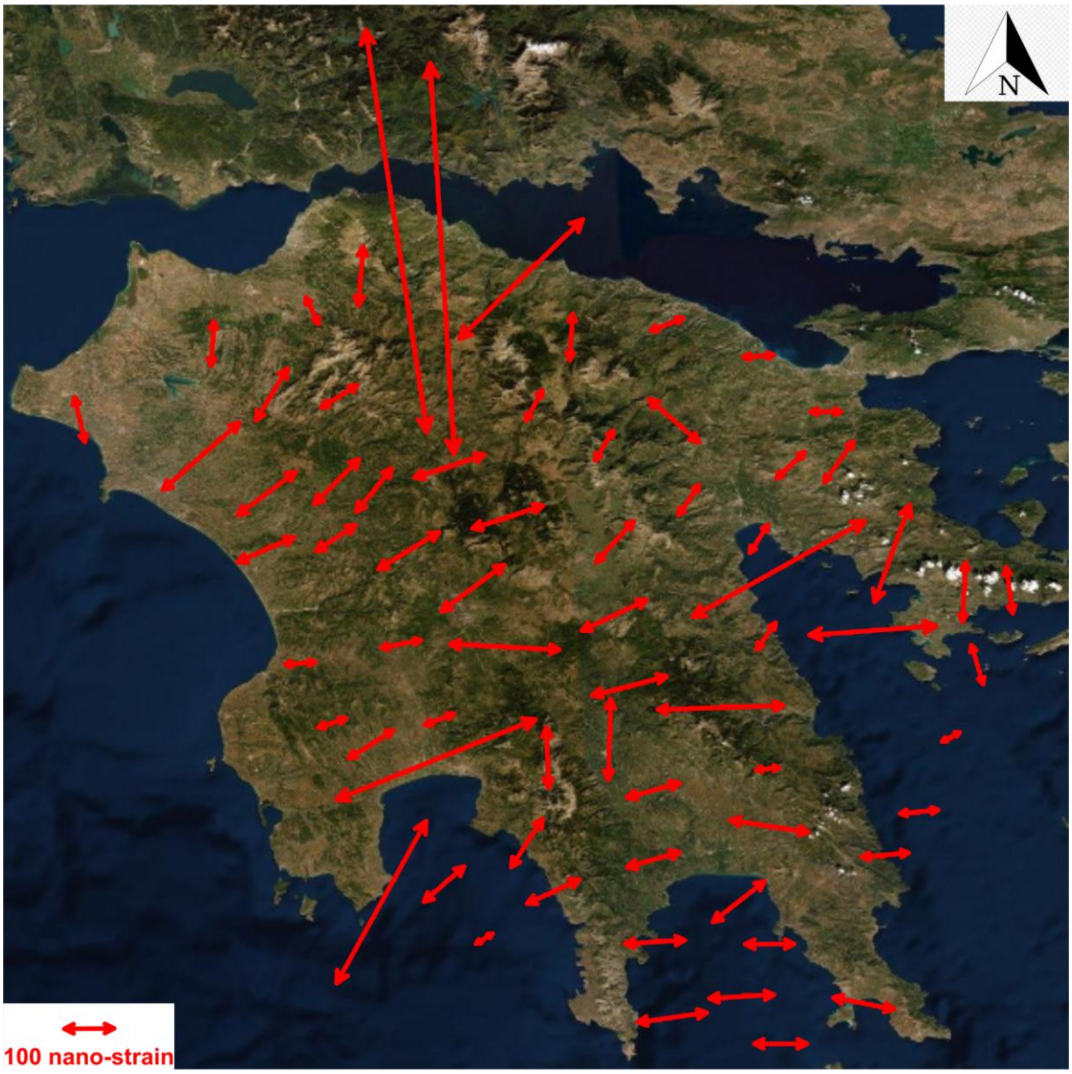
Η περιοχή της Πελοποννήσου, η οποία καταλαμβάνει το νοτιότερο τμήμα του ηπειρωτικού ελληνικού χώρου, παρακολουθείται γεωδαιτικά από 34 μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS (Εικόνα 6.2.1.1), οι οποίοι είναι τοποθετημένοι τόσο εσωτερικά της Πελοποννήσου, όσο και στον ευρύτερο χώρο. Με βάση τη μέθοδο του τριγωνισμού, η οποία περιγράφηκε αναλυτικά σε προηγούμενο κεφάλαιο, για τη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης κατασκευάστηκαν 381 διαφορετικά τρίγωνα, για το καθένα εκ των οποίων υπολογίστηκαν οι πέντε παράμετροι (Μέγιστη και Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση, Συνολική Ταχύτητα, Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση, Περιοχική Παραμόρφωση και Περιστροφή). Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η συλλογή των γεωδαιτικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε κατά την περίοδο 2008 – 2014 (7 συναπτά έτη), ενώ το σύστημα αναφοράς με την ονομασία

'European Terrestrial Reference System 2000 – ETRF2000', το οποίο θεωρεί ως σταθερή την Ευρασία, είναι αυτό που χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό των καταγεγραμμένων, από τους σταθμούς GPS/GNSS, ταχυτήτων. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι το βορειότερο τμήμα της Πελοποννήσου κρίθηκε απαραίτητο να εξεταστεί ξεχωριστά, λόγω της παρουσίας του Κορινθιακού κόλπου, ο οποίος χαρακτηρίζεται από πολύ πιο έντονη και διαφοροποιημένη, από την υπόλοιπη Πελοπόννησο, τεκτονική δραστηριότητα.

Εικόνα 6.2.1.1. 34 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή της Πελοποννήσου.

Αρχικά, η πρώτη εξεταζόμενη παράμετρος είναι η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (Maximum Horizontal Extension – MAHE), ενώ επικουρικά λαμβάνεται υπόψη και η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (Minimum Horizontal Extension – MIHE). Βάσει της κατασκευής των 381 διαφορετικών τριγώνων για την περιοχή της Πελοποννήσου, προκύπτει με αντίστοιχο τρόπο η εξαγωγή 381 διαφορετικών τιμών Μέγιστης (MAHE) και Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης. Ειδικότερα, η μέγιστη τιμή και η ελάχιστη τιμή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι 955,3756 και -39,3565 nano-strain, αντίστοιχα, ενώ οι αντίστοιχες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) έχουν υπολογιστεί ότι είναι 58,7484 και -972,9712 nano-strain. Στο σημείο αυτό θεωρείται απαραίτητο να επισημανθεί το γεγονός ότι οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) συνδέονται με εφελκυστικά φαινόμενα μίας περιοχής, ενώ αντίστοιχα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) συνδέονται με συμπιεστικά φαινόμενα.

Στην Εικόνα 6.2.1.2 παρουσιάζονται ορισμένα αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), τα οποία χαρακτηρίζονται από μία επικρατούσα ΑΒΑ – ΔΝΔ διεύθυνση στο κεντρικό και νότιο τμήμα της Πελοποννήσου, ενώ σταδιακά η διεύθυνση τους μεταβάλλεται σε Β – Ν στο βορειότερο τμήμα της. Η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.1.3 – πάνω), με βάση τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), υποδεικνύει την ύπαρξη των υψηλότερων τιμών στο νοτιοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου (περιοχή Μεσσηνίας) και κατά τόπους στο κεντρικό τμήμα (περιοχή μεταξύ Τριπόλεως και Σπάρτης), ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μία οργανωμένη αύξηση των τιμών της, πλησιάζοντας προς το βορειότερο τμήμα της Πελοποννήσου. Όσον αφορά την κατανομή των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) (Εικόνα 6.2.1.3 – κάτω), οι υψηλότερες από αυτές εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα (το ίδιο τμήμα, όπου εμφανίζονται και οι προαναφερόμενες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης), το ανατολικό τμήμα (περιοχή του Αργολικού κόλπου) και το βορειοανατολικό τμήμα (νοτιοδυτικά του Κορινθιακού κόλπου).



Εικόνα 6.2.1.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή της Πελοποννήσου.

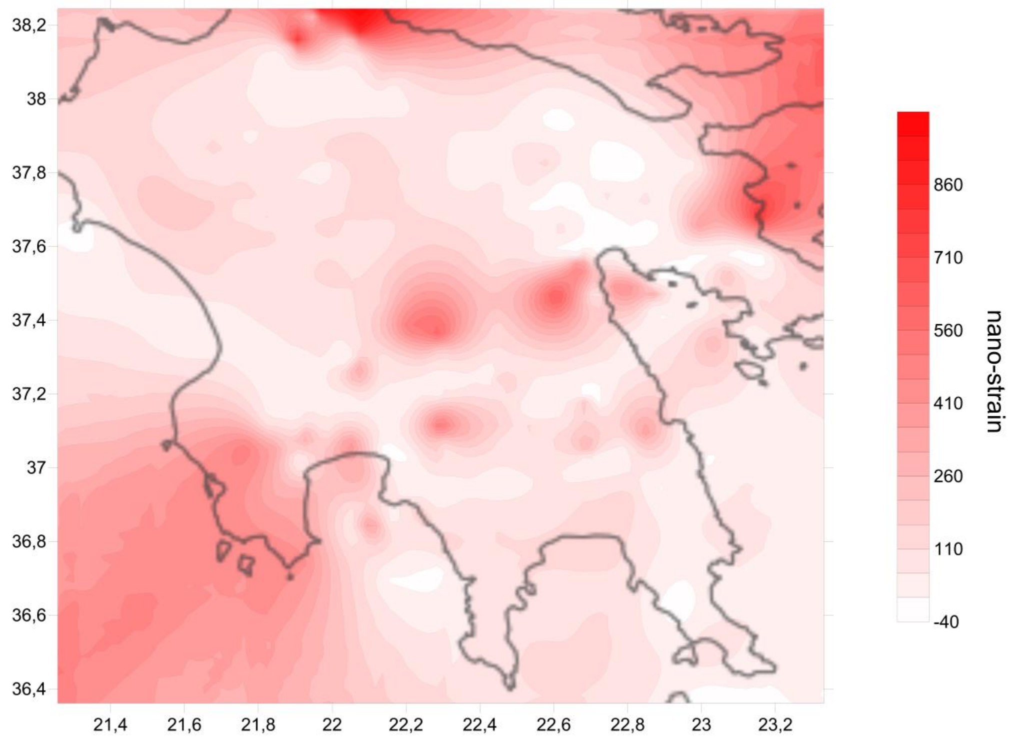
Τα αποτελέσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) επιβεβαιώνουν την ύπαρξη των κυριότερων ρηξιγενών ζωνών, Β – Ν παράταξης της νότιας και κεντρικής Πελοποννήσου, ενώ ταυτόχρονα οι σημαντικά μικρότερες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) υποδηλώνουν την πολύ περιορισμένη παρουσία δομών, οι οποίες σχετίζονται με συμπιεστική τεκτονική. Οι αξιοσημείωτα υψηλές τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) συμπίπτουν με αντίστοιχου μεγέθους τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης, γεγονός το οποίο σχετίζεται πιθανότατα με την παρουσία ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης.

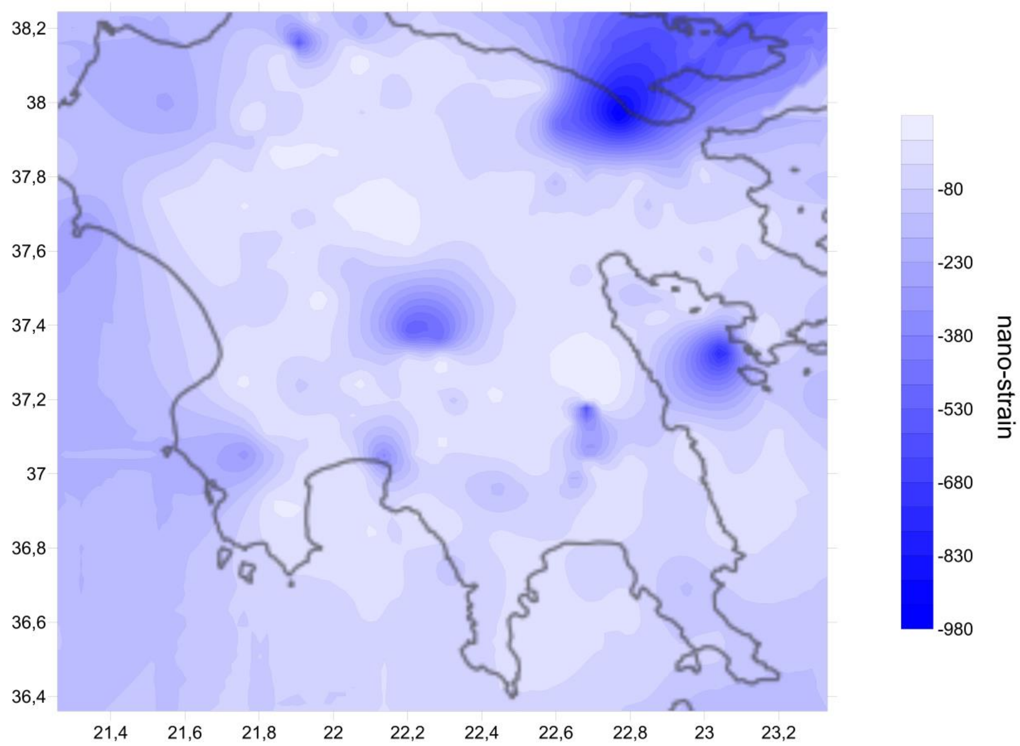
Η δεύτερη παράμετρος, η οποία αποτελεί έναν εξαιρετικά σημαντικό δείκτη της γεωτεκτονικής εξέλιξης μίας περιοχής, είναι η Συνολική Ταχύτητα (Total Velocity –

TV). Για τη συγκεκριμένη παράμετρο έχουν υπολογιστεί συνολικά 381 διαφορετικές τιμές στην περιοχή της Πελοποννήσου, ενώ το εύρος της κυμαίνεται μεταξύ 26,10 και 37,30 χιλιοστά/έτος.

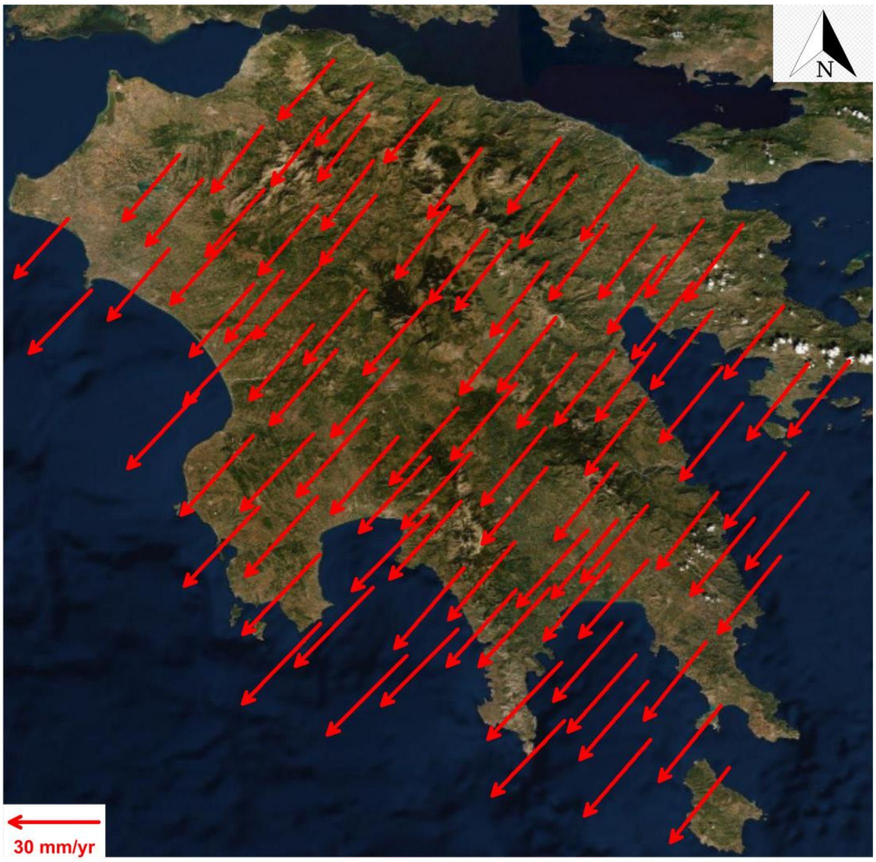
Τα αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.1.4) παρουσιάζουν μία ομοιόμορφη διεύθυνση κίνησης της περιοχή της Πελοποννήσου προς ΝΔ, με το αζιμούθιο να λαμβάνει μία μέση τιμή 214 μοιρών. Επιπρόσθετα, η γεωστατιστική επεξεργασία (μέθοδος παρεμβολής) υποδεικνύει τη συγκέντρωση των μέγιστων τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) στο νότιο – νοτιοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου, ενώ παρατηρείται μία σταδιακή μείωση των τιμών προς τα βόρεια – βορειοδυτικά, με τις ελάχιστες τιμές της Συνολικής Ταχύτητας (TV) να εντοπίζονται στο βόρειο – βορειοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου.

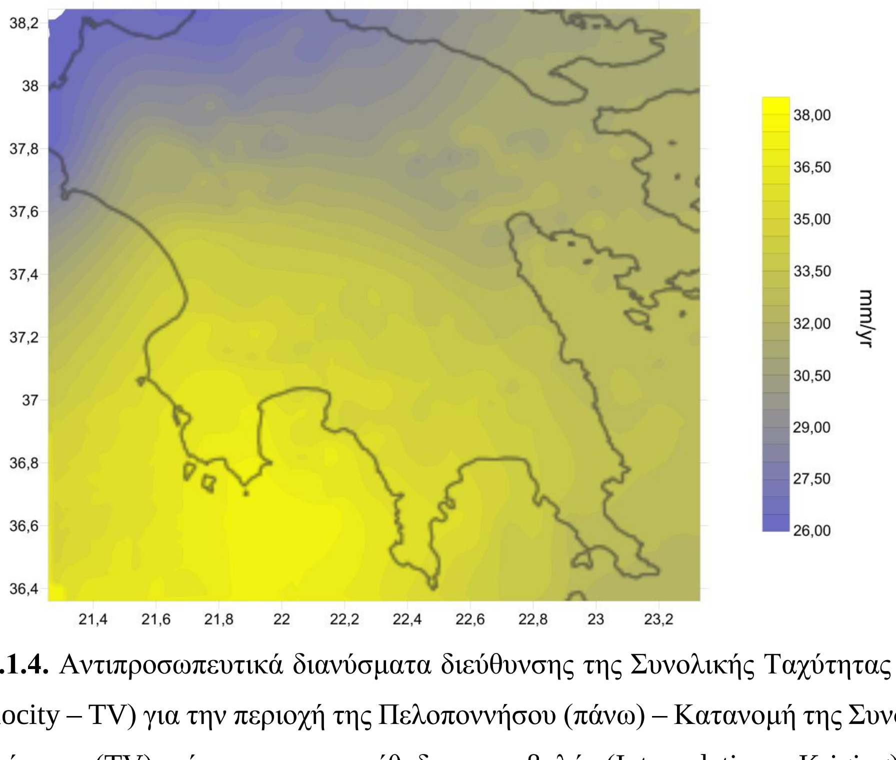
Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της συγκεκριμένης παραμέτρου συμβαδίζουν με τη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής, επιβεβαιώνοντας ουσιαστικά την τεκτονική διαφυγή της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά, η οποία οδηγεί στην νότια – νοτιοδυτική κίνηση του χώρου του Αιγαίου, καταλήγοντας στη σύγκλιση της Αφρικανικής κάτω από την Ευρασιατική πλάκα, στον υποθαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου και νότια της Κρήτης. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η μείωση της απόστασης από το Ελληνικό Τόξο συνοδεύεται από την ταυτόχρονη αύξηση των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV).





Εικόνα 6.2.1.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Πελοποννήσου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 381 διαφορετικών τιμών.





Εικόνα 6.2.1.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή της Πελοποννήσου (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Πελοποννήσου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 381 διαφορετικών τιμών (κάτω).

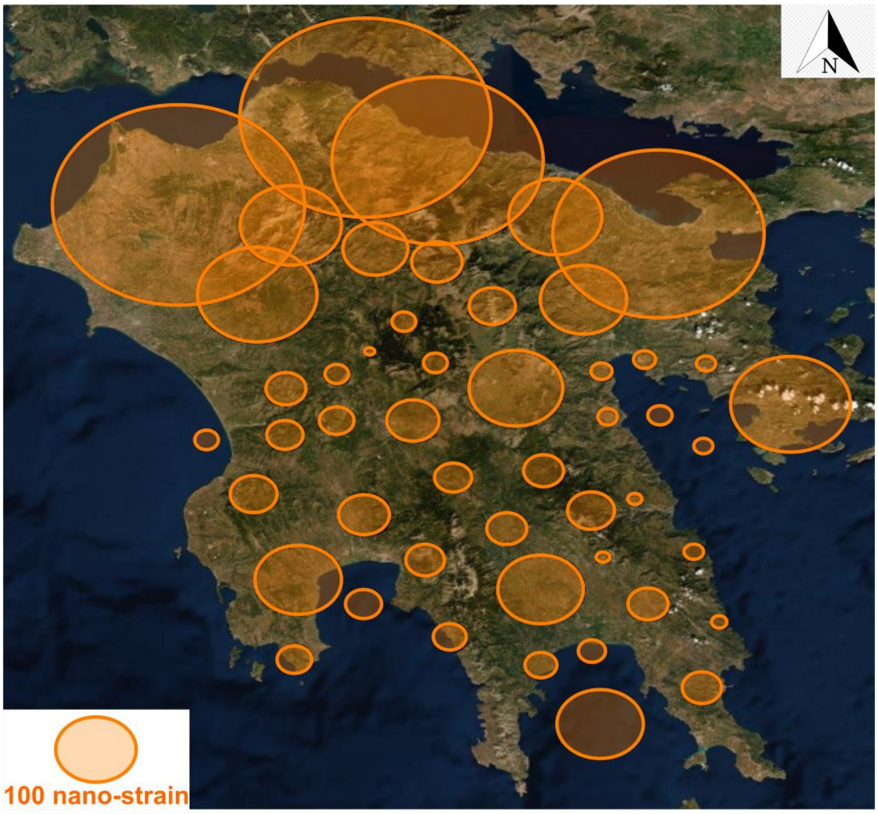
Η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (Maximum Shear Strain – MSS) αποτελεί την τρίτη παράμετρο, η οποία υπολογίστηκε για την περιοχή της Πελοποννήσου. Η συγκεκριμένη παράμετρος εκφράζει την κατά τόπους διάτμηση, η οποία σε αρκετές περιπτώσεις συνδέεται με τη δράση ενεργών ρηξιγενών δομών. Όσον αφορά το εύρος των 381 εξαγόμενων τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), η ελάχιστη τιμή που εντοπίζεται στην περιοχή είναι 0,5159 nano-strain, ενώ η αντίστοιχη μέγιστη τιμή είναι 1452,2645 nano-strain.

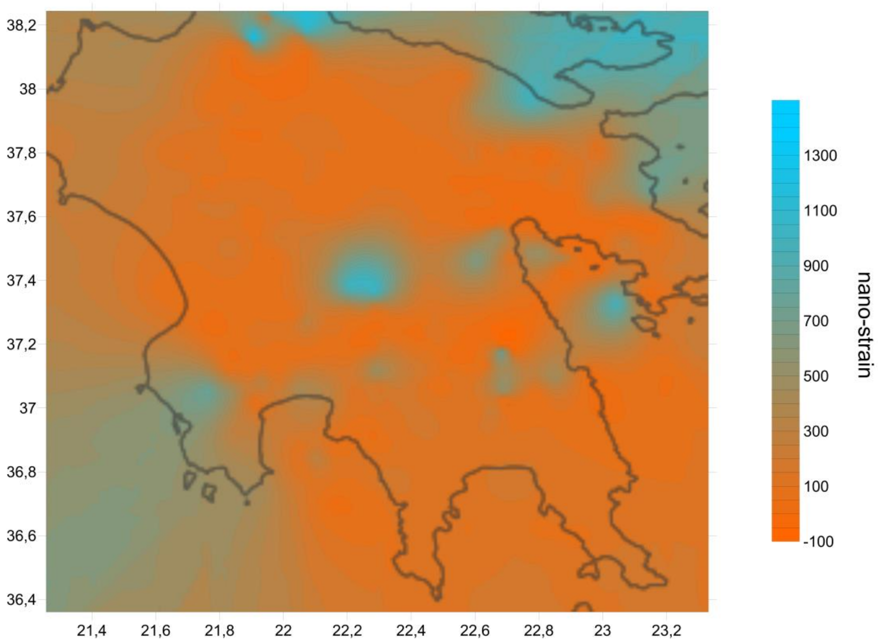
Στην Εικόνα 6.2.1.5 (πάνω) παρουσιάζονται αντιπροσωπευτικά μεγέθη των κυριότερων Μέγιστων Διατμητικών Παραμορφώσεων (MSS) της περιοχή της Πελοποννήσου, όπου παρατηρείται μία σχετική ομοιομορφία της συγκεκριμένης παραμέτρου στο νότιο και κεντρικό τμήμα της περιοχής, με μικρού – μεσαίου μεγέθους τιμές. Αντιθέτως, στο βορειότερο τμήμα οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) παρουσιάζουν πολύ υψηλότερες τιμές, συγκριτικά με το κεντρικό και νότιο τμήμα της Πελοποννήσου. Η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.1.5 – κάτω) επιβεβαιώνει την παρουσία των υψηλότερων τιμών στο βορειότερο τμήμα της Πελοποννήσου, υποδεικνύοντας ταυτόχρονα ορισμένες αξιοσημείωτα υψηλές τιμές, στο νότιο (περιοχή Μεσσηνίας) και το κεντρικό (περιοχή μεταξύ Τριπόλεως – Σπάρτης και Αργολικός κόλπος) τμήμα της.

Οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) συμβαδίζουν σε μεγάλο βαθμό με το ενεργό τεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην περιοχή της Πελοποννήσου. Ειδικότερα, η σχετικά περιορισμένη πρόσφατη ενεργός τεκτονική του κεντρικού και του νότιου τμήματος, αποτυπώνεται στις μικρές – μέτριες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), ενώ οι αντίστοιχες μεγαλύτερες τιμές εμφανίζονται στο βορειότερο τμήμα, όπου η έντονη τεκτονική δράση είναι σαφώς εντονότερη, πλησιάζοντας στο νότιο περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου. Επιπλέον, οι ιδιαίτερα σημαντικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) στο βορειοανατολικό τμήμα της Πελοποννήσου συνδέονται σε μεγάλο βαθμό με την πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα της περιοχής και πιο συγκεκριμένα με το σεισμικό γεγονός (8 Ιουνίου 2008, $M_w = 6.4$) της περιοχής της Ανδραβίδας (Briole et al., 2008), το οποίο καταγράφηκε από τους σταθμούς GPS/GNSS του δικτύου, γεγονός το οποίο αποτυπώνεται στα γεωδαιτικά αποτελέσματα.

Η τέταρτη εξεταζόμενη παράμετρος για την περιοχή της Πελοποννήσου είναι η Περιοχική Παραμόρφωση (Area Strain – AS). Όπως έχει ήδη αναφερθεί σε προηγούμενο κεφάλαιο, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) εκφράζει τη διαστολή (dilatation) και τη συστολή (compaction) μίας περιοχής, οι οποίες συνδέονται με έκταση (extension) και συμπίεση (compression), αντίστοιχα. Η μέγιστη τιμή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) των 381 διαφορετικών τριγώνων είναι 840,5380 nano-strain, ενώ η ελάχιστη τιμή είναι -916,5395 nano-strain, αντίστοιχα. Επιπλέον, θεωρείται απαραίτητο να επισημανθεί το γεγονός ότι οι θετικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) δηλώνουν διαστολή (dilatation) της περιοχής, ενώ οι αρνητικές τιμές υποδεικνύον, αντίστοιχα, συστολή (compaction) της περιοχής.

Η παρατήρηση των αντιπροσωπευτικότερων τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.1.6 – πάνω) υποδεικνύουν την έντονη παρουσία της διαστολής στην περιοχή της Πελοποννήσου με την ταυτόχρονη και αρκετά σημαντική παρουσία της συστολής. Οι μεγαλύτερες τιμές της διαστολής συγκεντρώνονται στο βορειότερο τμήμα της Πελοποννήσου, παρουσιάζοντας σταδιακή μείωση στο κεντρικό και νότιο τμήμα της, ενώ οι αντίστοιχες της συστολής εντοπίζονται κατά κύριο λόγο στο βορειοανατολικό και το βορειοδυτικό της τμήμα. Η κατανομή των τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.1.6 – κάτω) υποδεικνύει την παρόμοια δράση της διαστολής και της συστολής στην περιοχή, με τη διαστολή να επικρατεί στο βόρειο, το κεντρικό και το νοτιοδυτικό τμήμα και τη συστολή στα υπόλοιπα τμήματα.



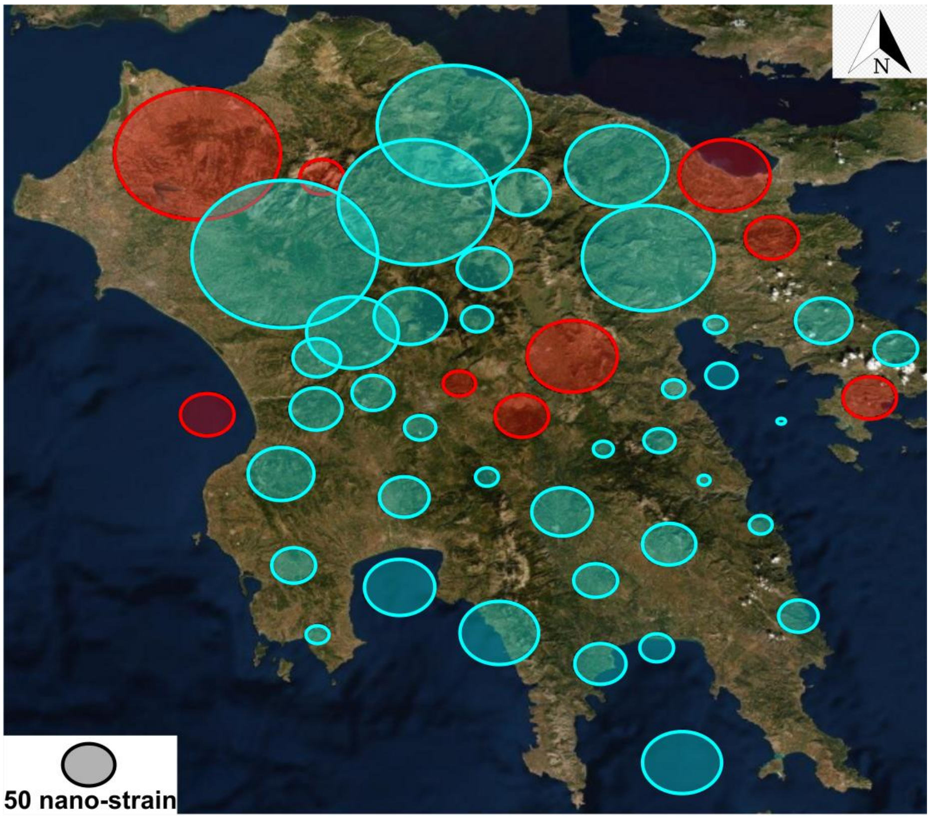


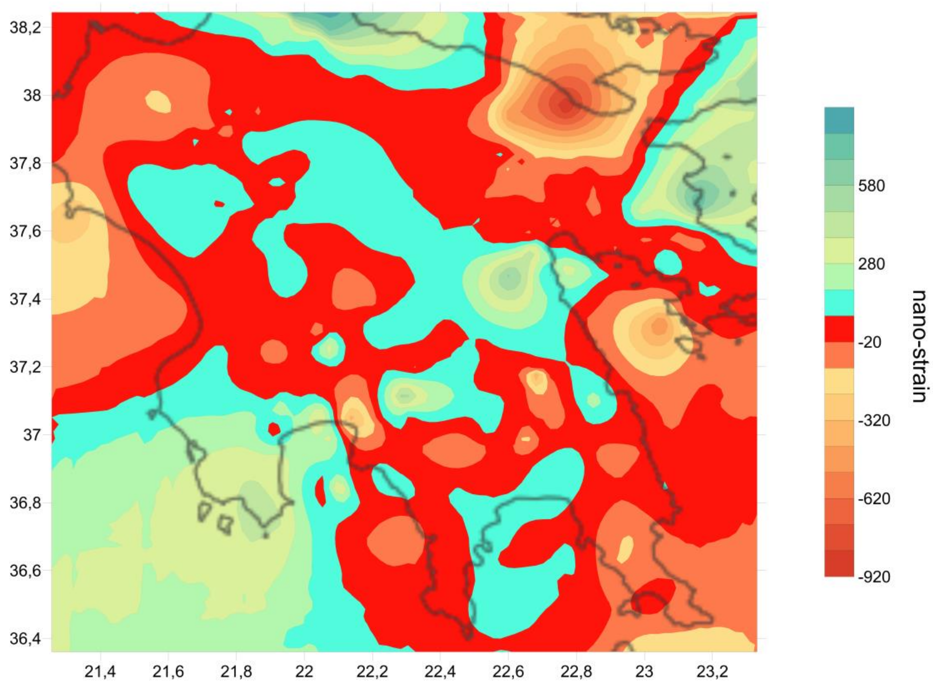
Εικόνα 6.2.1.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή της Πελοποννήσου (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Πελοποννήσου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 381 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Τα αποτελέσματα της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) σχετίζονται σε σημαντικό βαθμό με την ενεργότητα του τεκτονικού καθεστώτος της Πελοποννήσου. Αρχικά, η παρουσία της διαστολής και συνεπώς της έκτασης σε ένα εξαιρετικά μεγάλο τμήμα της Πελοποννήσου υποδηλώνει την παρουσία κανονικών ρηξιγενών ζωνών σε ένα μεγάλο τμήμα της περιοχής. Ωστόσο, σε ένα μεγάλο τμήμα της Πελοποννήσου παρατηρείται η συνύπαρξη διαστολής και συστολής, γεγονός το οποίο υποδεικνύει τη δράση ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Ειδικότερα, στο βορειοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου εντοπίζονται ιδιαίτερα υψηλές τιμές συστολής και κατ’ επέκταση συμπίεσης, η παρουσία των οποίων μπορεί να οφείλεται είτε σε πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, καθώς τα ανάστροφα ρήγματα της περιοχής, με τα οποία θα μπορούσε επίσης να συσχετιστεί η παρούσα συστολή, είναι ανενεργά λόγω της ιδιαίτερα μεγάλης (μεσοζωικής) ηλικίας τους. Ο χαρακτηρισμός της πλάγιας συμπίεσης έναντι του πλάγιου εφελκυσμού οφείλεται στο γεγονός ότι οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι υψηλότερες έναντι των αντίστοιχων, επίσης αξιοσημείωτων, τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Συνεπώς, προκύπτει το συμπέρασμα ότι η συστολή του συγκεκριμένου τμήματος οφείλεται στην παρουσία πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Το συγκεκριμένο γεγονός επιβεβαιώνεται από το προαναφερόμενο, πρόσφατο σεισμικό γεγονός στην περιοχή της Ανδραβίδας, οι μηχανισμοί γένεσης του οποίου αποκάλυψαν τη δράση ενός πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης, ενώ οι ιδιαίτερα υψηλές τιμές της συστολής οφείλονται σε αυτό το γεγονός. Επιπρόσθετα, αντίστοιχη και ακόμη μεγαλύτερου μεγέθους συστολή εντοπίζεται στο βόρειο τμήμα της Πελοποννήσου (π.χ. νοτιοανατολικά του Κορινθιακού κόλπου), η οποία σε συνδυασμό με τις αξιοσημείωτες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), συνδέεται με την παρουσία πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Παρόμοια εικόνα ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης παρατηρείται σε ένα αρκετά μεγάλο τμήμα της Πελοποννήσου.

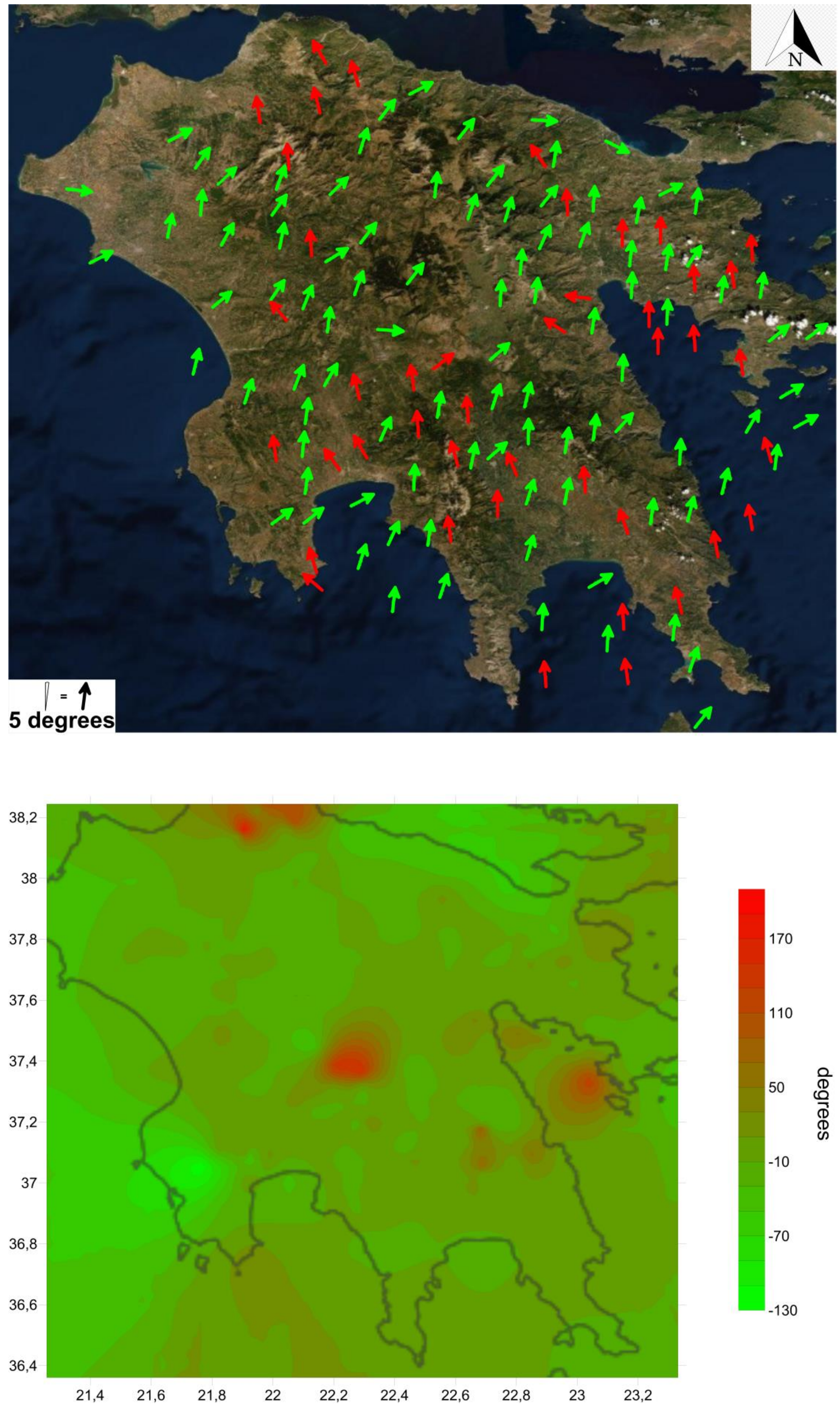
Η τελευταία εξεταζόμενη παράμετρος για την περιοχή της Πελοποννήσου είναι η Περιστροφή (Rotation – Rot), η οποία θεωρείται ότι μπορεί να παρέχει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με το γεωτεκτονική εξέλιξη και το γεωτεκτονικό καθεστώς μίας περιοχής. Για τη μελέτη της παραμέτρου της Περιστροφής (Rot) θεωρήθηκε απαραίτητη η κατασκευή ορισμένων μοντέλων για την περίοδο των 5 εκατομμυρίων ετών, μία διαδικασία η οποία περιγράφηκε λεπτομερώς σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Οι εντοπιζόμενες Περιστροφές (Rot) στην περιοχή μελέτης είναι δύο ειδών: οι αριστερόστροφες (θετικές τιμές) και οι δεξιόστροφες (αρνητικές τιμές). Όσον αφορά τις τιμές των 381 διαφορετικών εξεταζόμενων σημείων, η μέγιστη καταγεγραμμένη τιμή της Περιστροφής (Rot) είναι 198 μοίρες, ενώ η αντίστοιχη ελάχιστη είναι -127 μοίρες, αντίστοιχα.

Από τις αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιστροφής (Rot) (Εικόνα 6.2.1.7 – πάνω) προκύπτει το γεγονός ότι η περιοχή κυριαρχείται από δεξιόστροφη Περιστροφή (Rot), οι τιμές της οποίας διαφοροποιούνται κατά τόπους. Η αριστερόστροφη Περιστροφή (Rot) είναι σαφώς αρκετά πιο περιορισμένη από την αντίστοιχη δεξιόστροφη, ενώ γενικότερα παρατηρείται ότι το μέγεθος των αριστερόστροφων Περιστροφών (Rot) είναι μικρότερο από το αντίστοιχο των δεξιόστροφων. Με βάση την κατανομή των Περιστροφών (Rot) εντός της περιοχής της Πελοποννήσου (Εικόνα 6.2.1.7 – κάτω), παρατηρούνται ορισμένες κατά τόπους αριστερόστροφες περιστροφές στο κεντρικό (περιοχή μεταξύ Τριπόλεως – Σπάρτης και Αργολικός κόλπος) και το βορειότερο τμήμα, οι οποίες βρίσκονται σε πλήρη αντίθεση με το δεξιόστροφο καθεστώς Περιστροφής (Rot) του συνόλου της περιοχής. Οι αντιθετικές κινήσεις των συγκεκριμένων περιοχών, σε συνδυασμό με τις αξιοσημείωτες τιμές και των προαναφερόμενων παραμέτρων υποδεικνύουν μία αξιοσημείωτη τεκτονική δραστηριότητα. Στο σημείο αυτό θεωρείται απαραίτητο να τονιστεί το γεγονός ότι ορισμένες ακραίες τιμές τόσο της Περιστροφής (Rot) όσο και των υπόλοιπων παραμέτρων θεωρήθηκε προτιμότερο να διατηρηθούν, παρόλο που είναι πιθανό να οφείλονται σε κάποιο λάθος της καταγραφής των γεωδαιτικών δεδομένων, λόγω του γεγονότος ότι σε ορισμένες περιπτώσεις οι συγκεκριμένες ακραίες τιμές συνδέονται με σημαντική τεκτονική δραστηριότητα.





Εικόνα 6.2.1.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή της Πελοποννήσου (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Πελοποννήσου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 381 διαφορετικών τιμών (κάτω).



Εικόνα 6.2.1.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή της Πελοποννήσου (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Πελοποννήσου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 381 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.2. Κορινθιακός κόλπος – Νότια Στερεά Ελλάδα

Στο βορειότερο τμήμα της Πελοποννήσου εντοπίζεται ο Κορινθιακός κόλπος, ο οποίος αποτελεί μία από ενεργότερες τεκτονικά περιοχές παγκοσμίως, ενώ στα βόρεια του Κορινθιακού κόλπου εκτείνεται η περιοχή του νότιου τμήματος της Στερεάς Ελλάδας. Για τη μελέτη της συγκεκριμένης περιοχής (Κορινθιακός κόλπος – Νότια Στερεά Ελλάδα) λήφθηκαν υπόψη 29 μόνιμοι σταθμοί GPS/GNSS (Εικόνα 6.2.2.1), οι οποίοι έχουν τοποθετηθεί τόσο στο εσωτερικό της όσο και στον ευρύτερο χώρο, ενώ κατά την εφαρμογή της μεθόδου του τριγωνισμού κατασκευάστηκαν 359 διαφορετικά τρίγωνα, για το κεντροειδές των οποίων υπολογίστηκαν οι πέντε, αναφερόμενες σε προηγούμενα υποκεφάλαια, παράμετροι. Επιπρόσθετα, σημειώνεται το γεγονός ότι τα γεωδαιτικά δεδομένα των συγκεκριμένων σταθμών GPS/GNSS αφορούν, ομοίως, την επταετία 2008 – 2014, χρησιμοποιώντας το ‘European Terrestrial Reference System 2000 – ETRF2000’ (σταθερή η Ευρασιατική πλάκα) ως σύστημα αναφοράς.

Εικόνα 6.2.2.1. 29 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας.

Η Οριζόντια Έκταση (Μέγιστη – MAHE και Ελάχιστη – MIHE) αποτελεί την πρώτη παράμετρο που εξετάζεται για την περιοχή Κορινθιακός κόλπος – Νότια Στερεά Ελλάδα, ενώ οι συνολικά εξαγόμενες τιμές της συγκεκριμένης παραμέτρου, όπως προέκυψε κατά την εφαρμογή της μεθόδου του τριγωνισμού των 29 μόνιμων σταθμών GPS/GNSS, είναι 359. Πιο συγκεκριμένα, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) παρουσιάζει μία μέγιστη τιμή ίση με 1817,3924 nano-strain και μία ελάχιστη τιμή ίση με -14,5250 nano-strain, ενώ οι αντίστοιχες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι 109,5785 και -2164,7600, αντίστοιχα. Επιπρόσθετα, επισημαίνεται το γεγονός ότι η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) συνδέεται με εφελκυστική τεκτονική, ενώ η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE) με συμπιεστική τεκτονική, αντίστοιχα.

Τα αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.2.2) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας υποδεικνύουν μία κυρίαρχη Β – Ν διεύθυνση, η οποία τοπικά διαφοροποιείται σε ΒΒΑ – ΝΝΔ έως ΒΒΔ – ΝΝΑ, ενώ ταυτόχρονα εντοπίζεται μία μικρή παρουσία ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης διανυσμάτων. Με βάση την κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.2.3 - πάνω), η οποία προκύπτει από την εφαρμογή της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging), παρατηρείται το γεγονός ότι το σύνολο σχεδόν των μεγαλύτερων τιμών συγκεντρώνεται στο εσωτερικό του Κορινθιακού κόλπου, καθώς και στα σημεία που βρίσκονται σε μικρή απόσταση. Η αύξηση της απόστασης από την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου συνδέεται με ταυτόχρονη μείωση των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) και ως εκ τούτου στην περιοχή της Νότιας Στερεάς Ελλάδας εντοπίζονται σαφώς μικρότερες τιμές, μεγέθους παρόμοιο με εκείνο των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) που εντοπίζονται νότια του Κορινθιακού κόλπου και ειδικότερα στην περιοχή της Πελοποννήσου, η τεκτονική δραστηριότητα της οποίας περιγράφηκε στο προηγούμενο υποκεφάλαιο. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) εντός του Κορινθιακού κόλπου εντοπίζονται, κατά κύριο λόγο, στο δυτικό του τμήμα, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μία μεγαλύτερη συγκέντρωση τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) στο νότιο περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου σε σχέση με το αντίστοιχο βόρειο. Σχετικά με την κατανομή των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) (Εικόνα 6.2.2.3 - κάτω), οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται, κατά κύριο λόγο στο βορειοδυτικό, νοτιοδυτικό και νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, ενώ γενικότερα οι τιμές της υπολείπονται σημαντικά σε σχέση με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), υποδεικνύοντας τη συντριπτική επικράτηση της έκτασης και τα περιορισμένα συμπιεστικά φαινόμενα της συγκεκριμένης περιοχής.

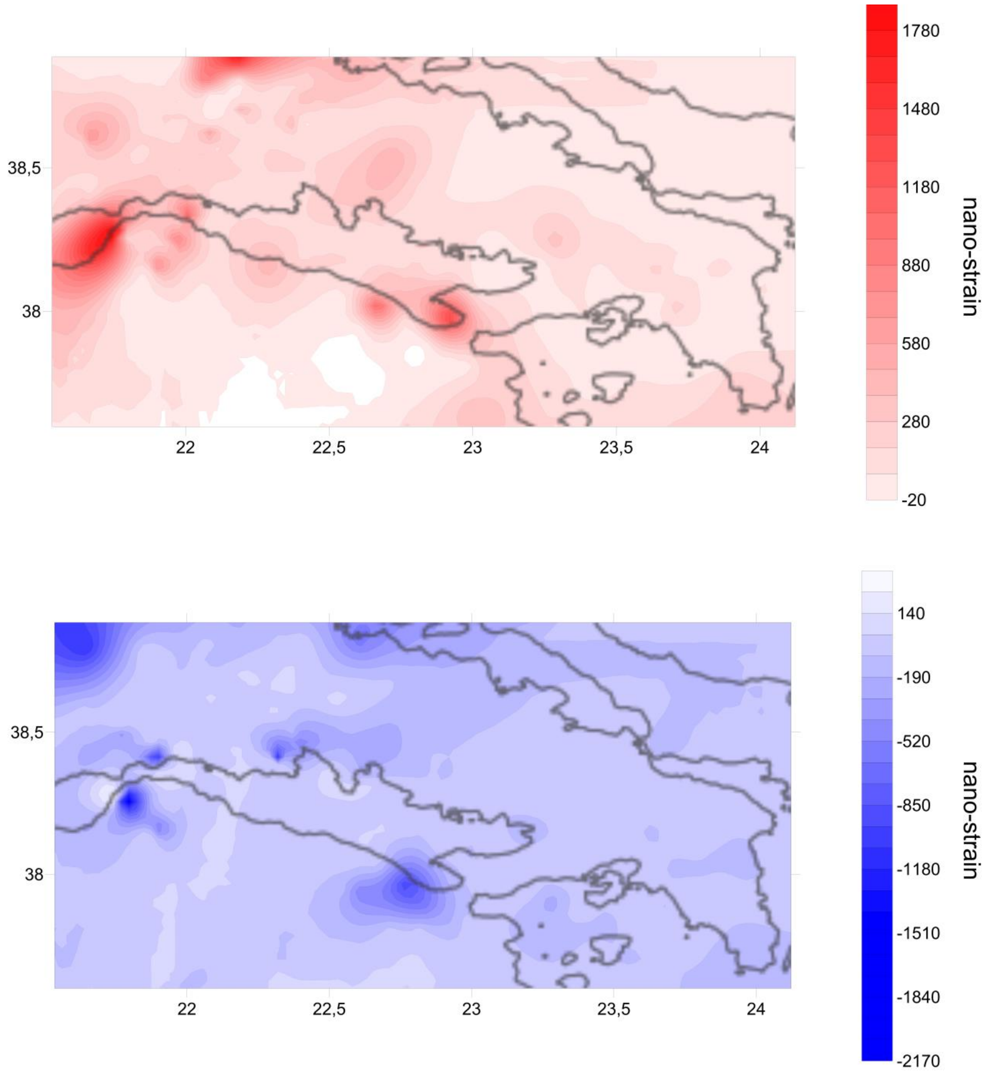
Εικόνα 6.2.2.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή της Πελοποννήσου.

Η ανάλυση των αποτελεσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) υποδεικνύει την παρουσία ορισμένων σημαντικών, Α – Δ παράταξης, ρηξιγενών ζωνών στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, η παράταξη των οποίων μεταβάλλεται κατά τόπους, κυρίως σε ΔΒΔ – ΑΝΑ, ενώ αντίστοιχης παράταξης, ρηξιγενείς ζώνες, αλλά με σαφώς μικρότερες τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) εντοπίζονται στην περιοχή της Νότιας Στερεάς Ελλάδας.

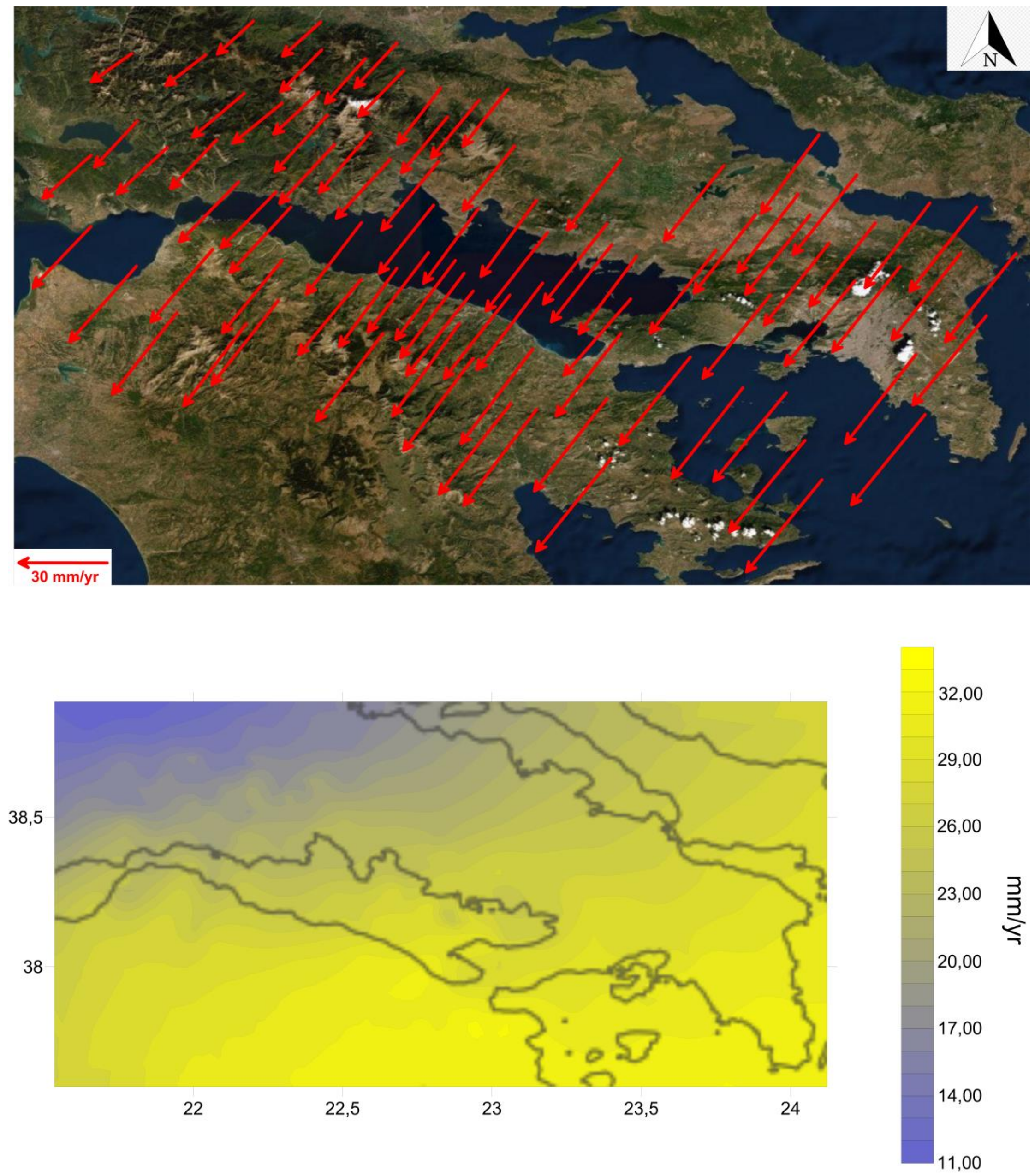
Η Συνολική Ταχύτητα (TV), η οποία υποδεικνύει σε σημαντικό βαθμό τον τρόπο της γεωτεκτονικής εξέλιξης μίας περιοχής, αποτελεί τη δεύτερη παράμετρο που υπολογίστηκε γι την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, ενώ ομοίως τα συνολικά εξεταζόμενα σημεία (κεντροειδή) της συγκεκριμένης παραμέτρου είναι 359. Οι τιμές της Συνολικής Ταχύτητας (TV) κυμαίνονται μεταξύ 0,0118 και 0,0323 χιλιοστά/έτος.

Στην Εικόνα 6.2.2.4 (πάνω) παρουσιάζονται τα αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV), τα οποία αποκαλύπτουν τη νοτιοδυτική κίνηση της περιοχής του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, κατ’ αντίστοιχο τρόπο με αυτόν που περιγράφηκε για την περιοχή της Πελοποννήσου, ενώ η μέση τιμή των αζιμούθιων των διανυσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) είναι 215 μοίρες. Κατά τη μελέτη της κατανομής των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.2.4 – κάτω), η οποία πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), οι ελάχιστες τιμές εντοπίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται η σταδιακή τους αύξηση στο ανατολικότερο τμήμα, λαμβάνοντας τελικά τις υψηλότερες τιμές στο νοτιότερο τμήμα.

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν κατά τον υπολογισμό της Συνολικής Ταχύτητας (TV) θεωρούνται αντίστοιχα με εκείνα της περιοχής της Πελοποννήσου, υποδεικνύοντας με σαφή τρόπο τη νοτιοδυτική κίνηση της περιοχής του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας προς την περιοχή σύγκλισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, με την ταυτόχρονη αύξηση των τιμών της ταχύτητας στο νότιο τμήμα της.



Εικόνα 6.2.2.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 359 διαφορετικών τιμών.



Εικόνα 6.2.2.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 359 διαφορετικών τιμών (κάτω).

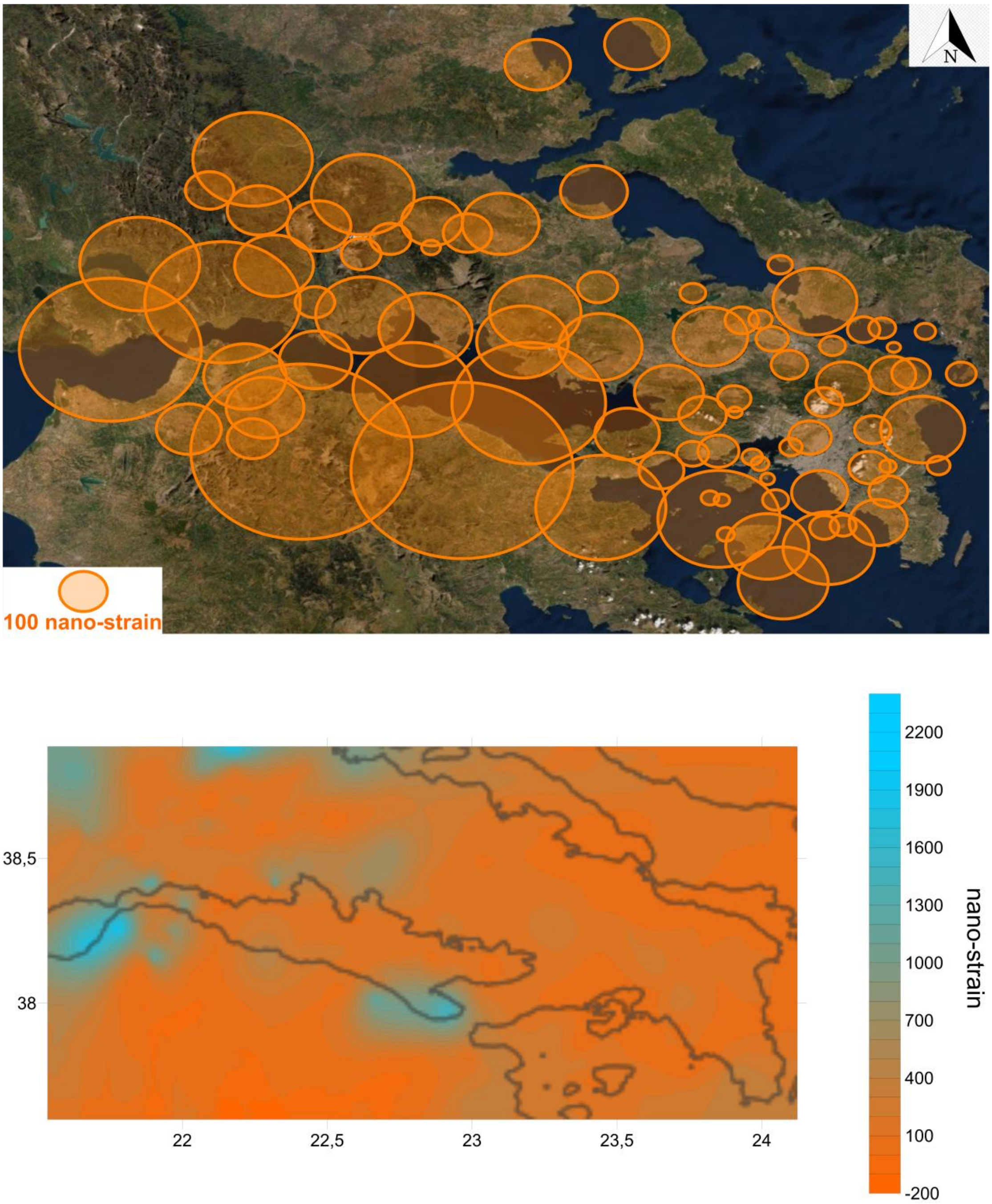
Κατά τη μελέτη των 359 εξεταζόμενων σημείων (κεντροειδών) της παραμέτρου της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, η οποία υποδεικνύει την άμεσα συνδεδεμένη με τη δράση των ρηξιγενών ζωνών διάτμηση, η μέγιστη και η ελάχιστη καταγεγραμμένη τιμή είναι 2322,1626 και 0,5159 nano-strain, αντίστοιχα.

Τα πιο αντιπροσωπευτικά μεγέθη των κυριότερων Μέγιστων Διατμητικών Παραμορφώσεων (MSS) της περιοχής του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας (Εικόνα 6.2.2.5 – πάνω) υποδεικνύουν τη συγκέντρωση ιδιαίτερα υψηλών τιμών στο εσωτερικό τμήμα και την περιβάλλουσα περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, καθώς επίσης και στην περιοχή του Πατραϊκού κόλπου, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μία προοδευτική μείωση των τιμών κατά την αύξηση της απόστασης από τις προαναφερθείσες περιοχές, ενώ οι ελάχιστες τιμές εντοπίζονται κατά κύριο λόγο στο ανατολικότερο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής (περιοχή Αττικής). Όσον αφορά την κατανομή των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.2.5 – κάτω), εκτός από την επιβεβαίωση των παραπάνω παρατηρήσεων, υποδεικνύει ορισμένες επιπλέον παρατηρήσεις, σημαντικότερη εκ των οποίων θεωρείται η παρουσία των υψηλότερων τιμών στο δυτικότερο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου και στο εσωτερικό του Πατραϊκού κόλπου, ενώ ιδιαίτερα υψηλές τιμές εντοπίζονται και στο νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου.

Από την εκτίμηση των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) παρατηρείται η σημαντική συσχέτισή τους με το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, επισημαίνοντας την ιδιαίτερα αυξημένη τεκτονική δραστηριότητα του Κορινθιακού κόλπου, συγκριτικά με τις περιοχές που εκτείνονται τόσο βορειότερα όσο και νοτιότερα από αυτόν. Ιδιαίτερη σημασία θεωρείται ότι έχει η υψηλότερη τεκτονική δράση στην περιοχή μεταξύ Κορινθιακού και Πατραϊκού κόλπου, η οποία είναι πιθανό να σχετίζεται με την ενεργοποίηση τεκτονικών δομών, λόγω της δράσης του πρόσφατου σεισμού της Ανδραβίδας, ο οποίος αναφέρθηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Επιπρόσθετα, οι σημαντικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) στο νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου είναι πιθανό να συνδέονται είτε με τη δράση των υποθαλάσσιων, κανονικών ρηγμάτων που αναπτύσσονται στον Κορινθιακό κόλπο, είτε στην πιθανή δράση ορισμένων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, τα οποία αναπτύχθηκαν νοτιοανατολικά του Κορινθιακού κόλπου.

Η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) αποτελεί την επόμενη εξεταζόμενη παράμετρο για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, υποδεικνύοντας ουσιαστικά την εφελκυστική και τη συμπιεστική τεκτονική που αναπτύσσεται στη συγκεκριμένη περιοχή. Με βάση τα 359 διαφορετικά τρίγωνα που προέκυψαν για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) είναι -1392,3573 και 1754,6824 nano-strain, αντίστοιχα.

Η Εικόνα 6.2.2.6 (πάνω), στην οποία παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), χαρακτηρίζεται από την επικράτηση διαστολής στην υποθαλάσσια περιοχή του Κορινθιακού κόλπου και τα περιθώριά του, με πολύ περιορισμένα σημεία συστολής, ενώ αντίστοιχα και στην περιοχή της Νότιας Στερεάς Ελλάδας επικρατεί η διαστολή, με την παρουσία συστολής να είναι σημαντικότερη, συγκριτικά με την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Σχετικά με την κατανομή των τιμών της διαστολής και της συστολής (Εικόνα 6.2.2.6 – κάτω) στη συγκεκριμένη περιοχή, οι υψηλότερες τιμές διαστολής εντοπίζονται, όπως ήταν αναμενόμενο, στο εσωτερικό τμήμα και τα περιθώρια του Κορινθιακού κόλπου, ενώ σταδιακά μειώνονται όσο μεγαλώνει η απόσταση από αυτήν την περιοχή. Οι κυριότερες τιμές συστολής εντοπίζονται στο βορειοανατολικό και το νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, ενώ οι μικρές – μεσαίες τιμές κατανέμονται, σχεδόν αποκλειστικά, στην περιοχή της Νότιας Στερεάς Ελλάδας.



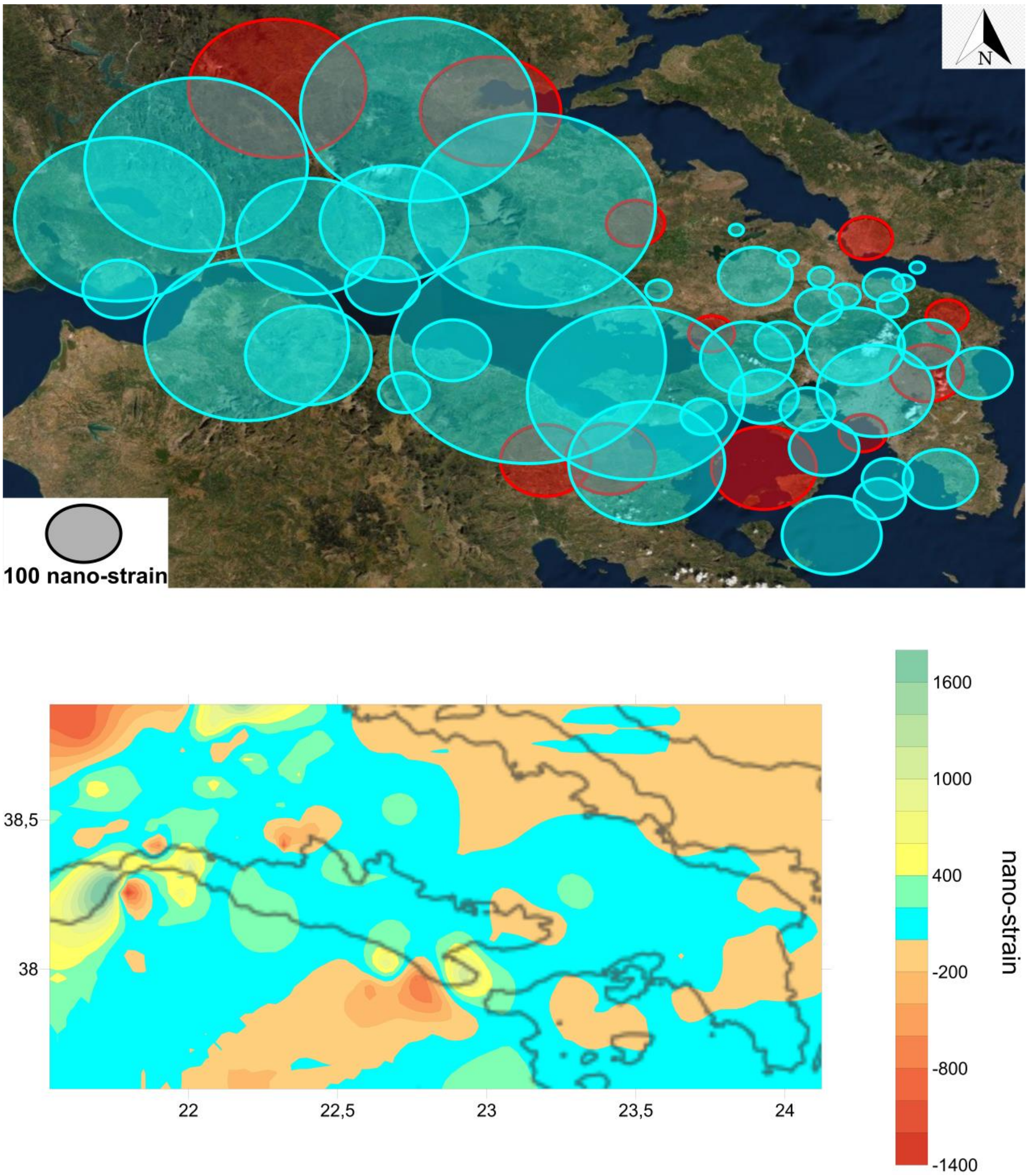
Εικόνα 6.2.2.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 359 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Η εξαγωγή των αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύουν, αρχικά, το αναμενόμενο αποτέλεσμα της έκτασης στην περιοχή του

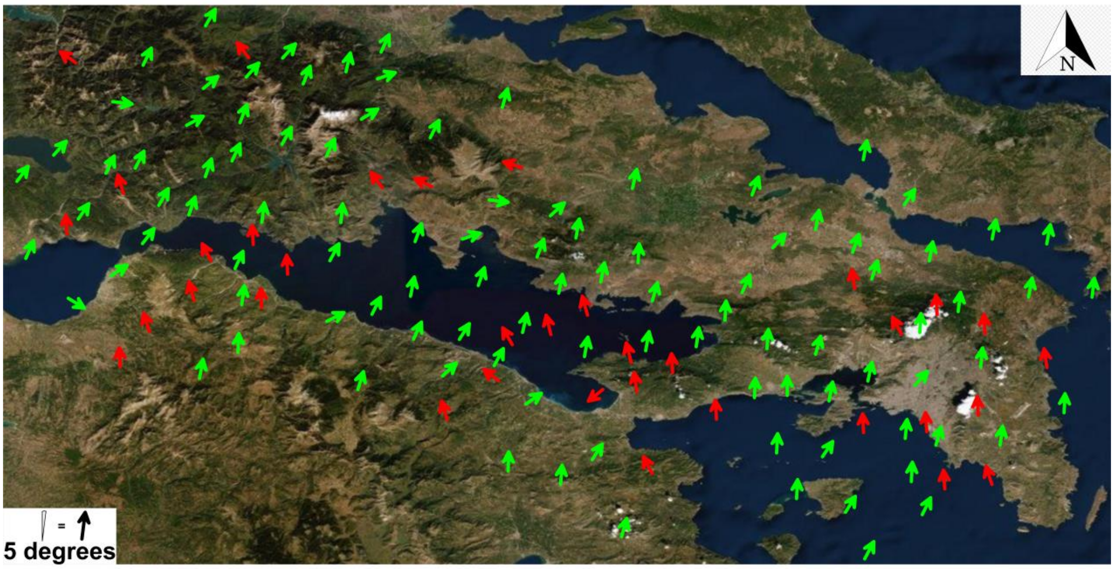
Κορινθιακού κόλπου, η οποία σχετίζεται με τις εξαιρετικά υψηλές της διαστολής που υπολογίστηκαν, πιστοποιώντας την παρουσία των κανονικών ενεργών ρηγμάτων που αναπτύσσονται κυρίως υποθαλάσσια, αλλά μερικώς και χερσαία στα περιθώρια του. Ωστόσο, οι υψηλές αρνητικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) στο βορειοανατολικό και νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου υποδεικνύουν την ύπαρξη συμπιεστικών φαινομένων, τα οποία συνδέονται με τη δράση πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, καθώς αποκλείεται η πιθανότητα δράσης ανάστροφων ρηγμάτων στην περιοχή. Επιπλέον, το γεγονός ότι χαρακτηρίζονται από πλάγια συμπίεση οφείλεται στο γεγονός ότι οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες, εξίσου σημαντικές τιμές, της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Τα συγκεκριμένα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης θεωρείται ότι είναι πιθανό να παρουσιάζουν σημαντικές ομοιότητες με το σεισμικό ρήγμα της Ανδραβίδας, στο οποίο οφείλεται το σεισμικό γεγονός του 2008. Όσον αφορά την περιοχή της Νότιας Στερεάς Ελλάδας παρουσιάζεται μία κυρίαρχη εφελκυστική τεκτονική στο δυτικό και κεντρικό της τμήμα, η οποία συνδέεται, κατά κύριο λόγο, με κανονικά ρήγματα, ενώ στο ανατολικότερο τμήμα η παρουσία περιορισμένων συμπιεστικών φαινομένων υποδεικνύει την πιθανή συνύπαρξη κανονικών ρηγμάτων με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης.

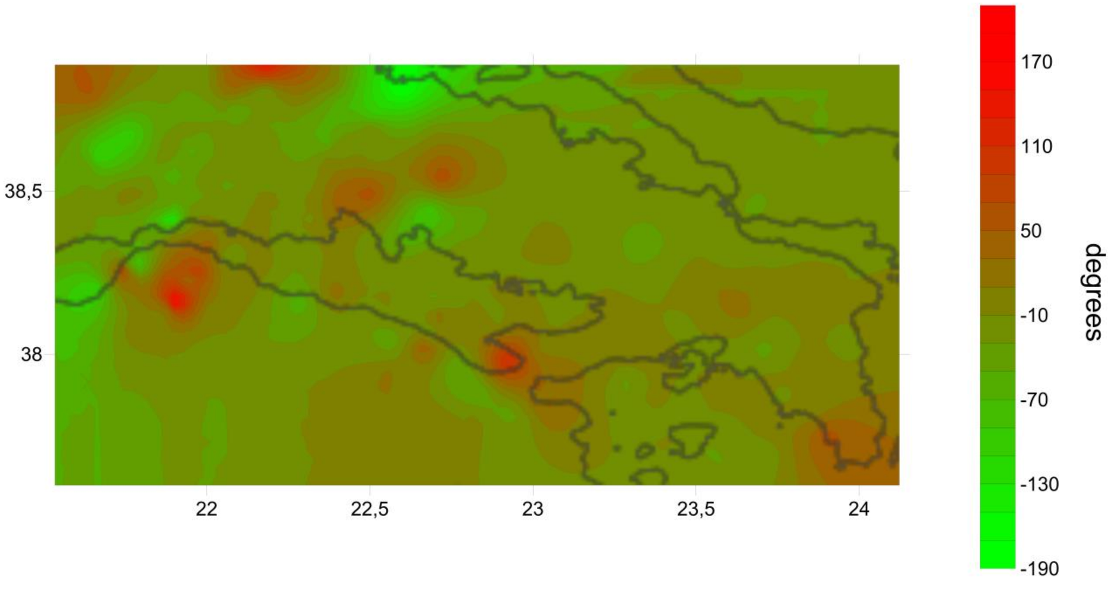
Η παράμετρος της Περιστροφής (Rot) αποτελεί την τελευταία παράμετρο, η οποία υπολογίστηκε για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, υποδεικνύοντας σημαντικές πληροφορίες για την εξέλιξη του γεωτεκτονικού καθεστώτος της ευρύτερης περιοχής. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η παράμετρος της Περιστροφής (Rot) μελετάται με βάση την κατασκευή των μοντέλων περιστροφής της περιόδου των 5 εκατομμυρίων ετών, έχοντας ως αποτέλεσμα την εξαγωγή αριστερόστροφων και δεξιόστροφων Περιστροφών (Rot). Από τα 359 διαφορετικά εξεταζόμενα σημεία, η μέγιστη (αριστερόστροφη) τιμή Περιστροφής (Rot) είναι 198 μοίρες, ενώ η αντίστοιχη ελάχιστη (δεξιόστροφη) τιμή είναι -185 μοίρες, αντίστοιχα.

Στην Εικόνα 6.2.2.7 (πάνω) παρουσιάζονται οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιστροφής (Rot) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, όπου παρατηρείται η σαφής επικράτηση των δεξιόστροφων Περιστροφών (Rot), ενώ ταυτόχρονα εντοπίζονται μικρές ομάδες συγκέντρωσης αριστερόστροφων περιστροφών. Η κατανομή των Περιστροφών (Rot) (Εικόνα 6.2.2.7 – κάτω) υποδεικνύει, εντός του δεξιόστροφου καθεστώτος Περιστροφής (Rot), τη συγκέντρωση δύο σημαντικών ομάδων αριστερόστροφων Περιστροφών (Rot) στο νοτιοδυτικό και το νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, ενώ ταυτόχρονα εντοπίζονται δύο μικρότερες συγκεντρώσεις στο κεντρικό και το ανατολικότερο τμήμα της Νότιας Στερεάς Ελλάδας. Σχετικά με το μέγεθος των τιμών Περιστροφής (Rot), οι υψηλότερες αρνητικές (δεξιόστροφες) τιμές εντοπίζονται στο δυτικότερο τμήμα της περιοχής του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, παρουσιάζοντας μία σταδιακή μείωση προς τα ανατολικά, όπου ελαχιστοποιούνται (κυμαίνονται μεταξύ 0 και 5 μοιρών) στο ανατολικότερο τμήμα της περιοχής. Σχετικά με τις θετικές (αριστερόστροφες) τιμές, οι υψηλότερες συγκεντρώνονται στο νοτιοδυτικό και το νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μείωση των τιμών προς τα βόρεια. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η απότομη μεταβολή του καθεστώτος Περιστροφής (Rot) από δεξιόστροφο σε αριστερόστροφο στο νοτιοδυτικό και το νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, αντίστοιχα, ενισχύει σημαντικά το ενδεχόμενο ύπαρξης ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στη συγκεκριμένη περιοχή.



Εικόνα 6.2.2.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 359 διαφορετικών τιμών (κάτω).





Εικόνα 6.2.2.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 359 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.3. Ιόνιο Πέλαγος

Στο δυτικότερο τμήμα του ελληνικού χώρου βρίσκεται η περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, η οποία χαρακτηρίζεται από την εκδήλωση πολύ συχνών, έντονων και καταστροφικών σεισμών. Η συγκεκριμένη περιοχή, η οποία περιλαμβάνει τα Ιόνια νησιά, το δυτικότερο ηπειρωτικό τμήμα και τον ενδιάμεσο υποθαλάσσιο χώρο, ελέγχεται από 22 μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS (Εικόνα 6.2.3.1). Ο συνδυασμός αυτών των σταθμών, βάσει της μεθόδου του τριγωνισμού, οδήγησε στην κατασκευή 394 διαφορετικών τριγώνων, για το σύνολο των οποίων υπολογίστηκαν οι πέντε παράμετροι. Το χρονικό διάστημα συλλογής των γεωδαιτικών δεδομένων και το σύστημα αναφοράς τους είναι όμοια με αυτά που αναφέρθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια.

Εικόνα 6.2.3.1. 22 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή του Ιόνιου Πελάγους.

Αρχικά, για τα κεντροειδή των 394 διαφορετικών τριγώνων υπολογίστηκε η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση. Πιο συγκεκριμένα, η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), η οποία συνδέεται με εφελκυστική τεκτονική, είναι -90,4441 και 10645,1758 nano-strain, αντίστοιχα, ενώ οι αντίστοιχες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), η οποία συνδέεται με συμπιεστική τεκτονική, είναι -4874,6387 και 101,4519 nano-strain.

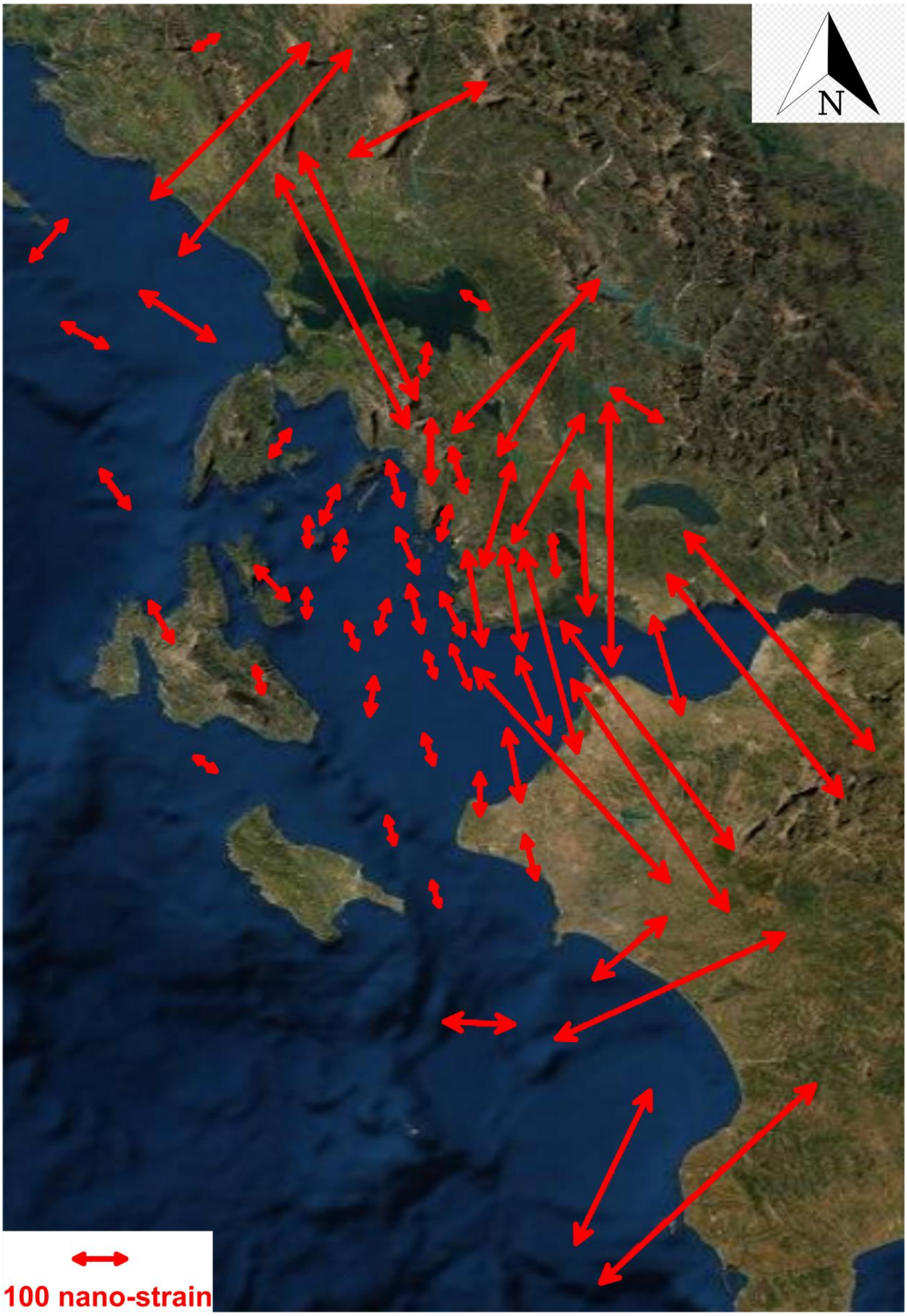
Τα σημαντικότερα αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.3.2) εντοπίζονται στο δυτικότερο ηπειρωτικό τμήμα, γεγονός το οποίο θεωρείται αναμενόμενο, καθώς τα εφελκυστικά φαινόμενα είναι εξαιρετικά περιορισμένα στο υποθαλάσσιο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής, όπου κυριαρχεί η συμπιεστική τεκτονική, η οποία εκδηλώνεται κυρίως με την παρουσία ανάστροφων ρηγμάτων αλλά και με πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Συνεπώς, όσον αφορά τη Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) της ευρύτερης περιοχής, στις περισσότερες περιπτώσεις εκφράζεται από Β – Ν διεύθυνσης διανύσματα, ενώ τοπικά μεταβάλλεται σε ΒΒΔ – ΝΝΑ έως ΒΒΑ – ΝΝΔ, στο δυτικότερο, κεντρικό τμήμα του ηπειρωτικού ελληνικού χώρου, και σε ΑΒΑ – ΔΝΔ στο νοτιότερο και βορειότερο τμήμα της ίδιας περιοχής. Σχετικά με την κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.3.3 - πάνω), η οποία προέκυψε εφαρμόζοντας τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται, όπως έχει ήδη αναφερθεί, στο δυτικότερο ηπειρωτικό τμήμα (Μεσσηνία, Πατραϊκός κόλπος, Αμβρακικός κόλπος και βόρειο τμήμα της Ηπείρου) και συνδέονται με τις προαναφερόμενες διευθύνσεις, ενώ στον υποθαλάσσιο χώρο και τα Ιόνια νησιά παρατηρείται κατανομή πολύ χαμηλών τιμών. Αντιθέτως, η κατανομή των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) (Εικόνα 6.2.3.3 - κάτω) παρουσιάζει αξιοσημείωτες τιμές, εντός του υποθαλάσσιου τμήματος του Ιόνιου Πελάγους και των Ιόνιων νησιών, ενώ ιδιαίτερα υψηλές τιμές παρατηρούνται στο νησί της Λευκάδας. Όσον αφορά το ηπειρωτικό τμήμα, οι υψηλότερες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) εμφανίζονται στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας και του Αμβρακικού κόλπου.

Τα αποτελέσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) καταδεικνύουν την παρουσία Α – Δ παράταξης (κατά τόπους μεταβάλλεται ελαφρώς), ρηξιγενών ζωνών στην περιοχή του Πατραϊκού και του Αμβρακικού κόλπου, καθώς επίσης και ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης (τοπικά μεταβάλλεται), ρηξιγενείς ζώνες στη περιοχή της Μεσσηνίας και το βόρειο τμήμα της Ηπείρου. Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι τα διανύσματα της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι κάθετα στα αντίστοιχα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), προκύπτει το γεγονός ότι στην υποθαλάσσια περιοχή του Ιόνιου Πελάγους και στα Ιόνια νησιά δρουν Β – Ν έως ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρήγματα.

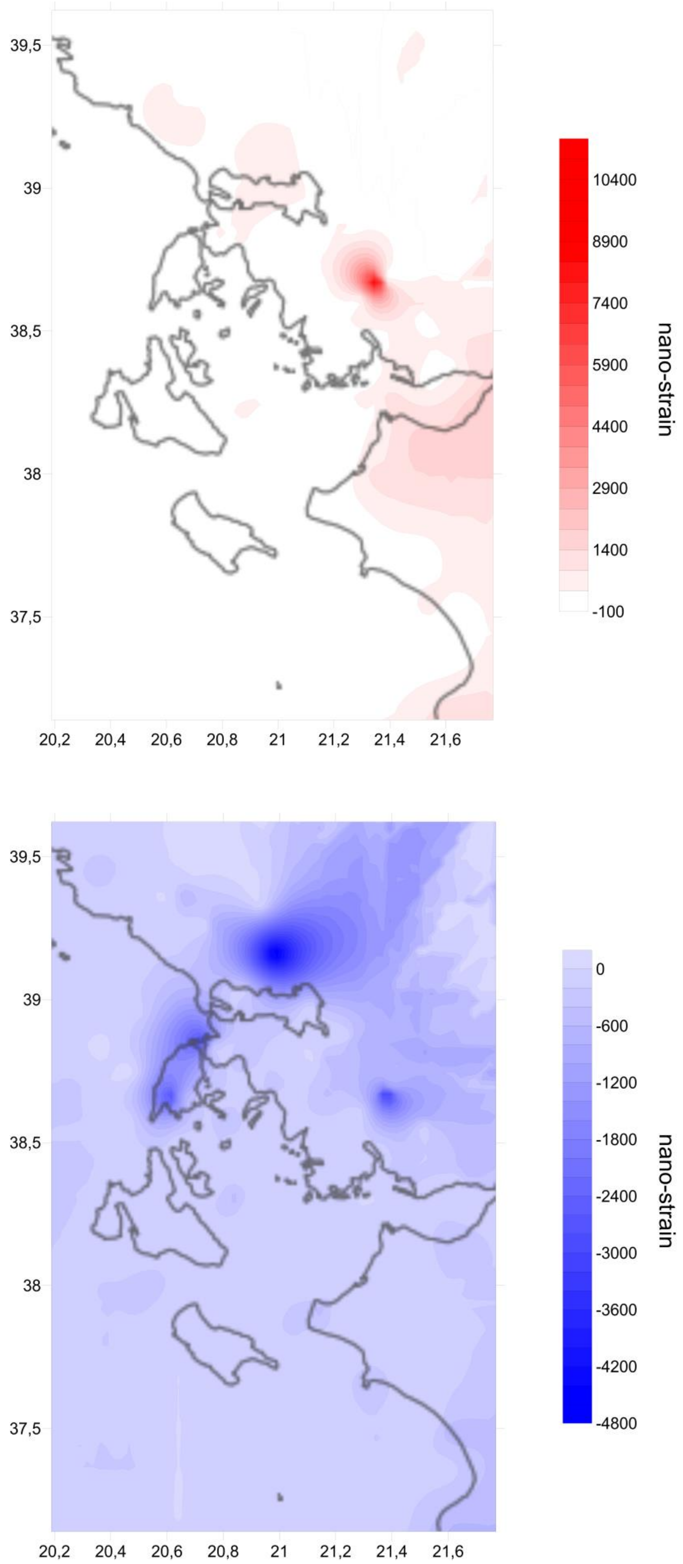
Η παράμετρος της Συνολικής Ταχύτητας (TV), βάσει της οποίας περιγράφεται η γεωτεκτονική εξέλιξη μίας περιοχής, υπολογίστηκε για τα 394 διαφορετικά κεντροειδή της περιοχής του Ιόνιου Πελάγους, παρουσιάζοντας τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 3,10 και 35,90 χιλιοστά/έτος.

Τα αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.3.4 – πάνω) υποδεικνύουν, όπως και στις περιπτώσεις των περιοχών που αναλύθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια, τη συστηματική κίνηση προς τα νοτιοδυτικά, παρουσιάζοντας μία μέση τιμή του αζιμούθιου ίση με 220 μοίρες. Η συγκεκριμένη γωνία διαφοροποιείται ελαφρώς σε σχέση με τις αντίστοιχες γωνίες άλλων περιοχών (Πελοποννήσου και Κορινθιακού κόλπου), λόγω του γεγονότος ότι παρατηρείται μία σαφής αύξηση των τιμών της γωνίας του αζιμούθιου των διανυσμάτων του βορειότερου τμήματος (βόρεια και βορειοδυτικά του Αμβρακικού κόλπου) της περιοχής του Ιόνιου Πελάγους. Η κατανομή των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.2.4 – κάτω), βάσει της εφαρμογής της μεθόδου της παρεμβολής (Interpolation – Kriging), υποδεικνύει τη συγκέντρωση των μέγιστων τιμών στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής, ενώ αντίστοιχα, οι ελάχιστες τιμές εντοπίζονται στο βορειότερο τμήμα.

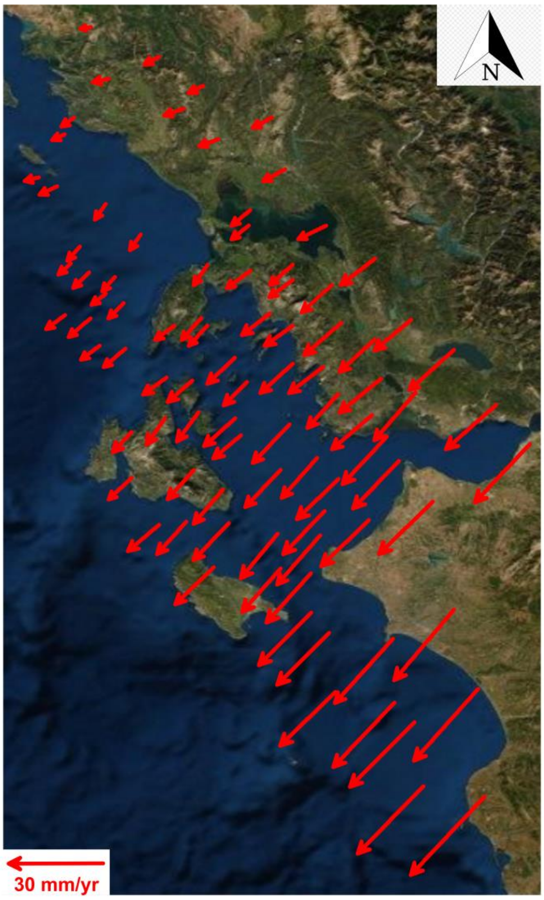
Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) παρουσιάζουν σε σημαντικό βαθμό ομοιότητες με τα αποτελέσματα των περιοχών που αναλύθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια, παρουσιάζοντας τη νοτιοδυτική κίνηση της περιοχής του Ιόνιου Πελάγους προς το χώρο σύγκλισης της Ευρασιατικής και Αφρικανικής πλάκας. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η Συνολική Ταχύτητα (TV) διαφοροποιείται ελαφρώς, ως προς τη διεύθυνσή της, στο βορειότερο τμήμα του Ιόνιου Πελάγους, χωρίς ωστόσο να επηρεάζει τη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής του Ελληνικού Τόξου.

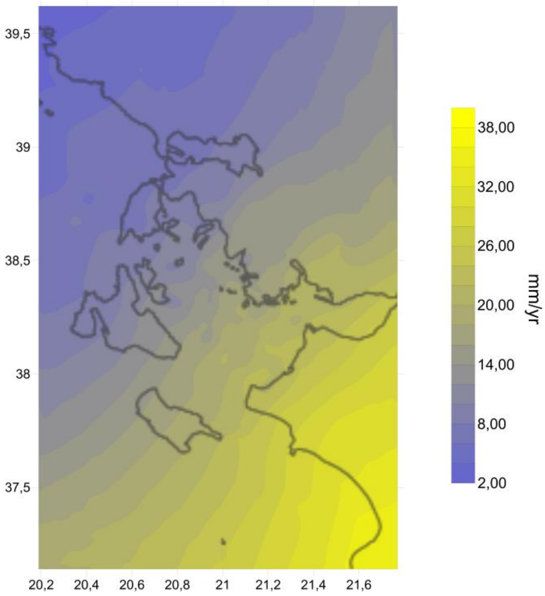


Εικόνα 6.2.3.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους.



Εικόνα 6.2.3.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 394 διαφορετικών τιμών.





Εικόνα 6.2.3.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 394 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Η παράμετρος της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), η οποία υποδεικνύει τη διάτμηση που σχετίζεται με τη δράση ενεργών ρηξιγενών ζωνών, υπολογίστηκε για το σύνολο των 359 τριγώνων. Το εύρος των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) κυμαίνεται μεταξύ 14,6178 και 12408,4447 nano-strain.

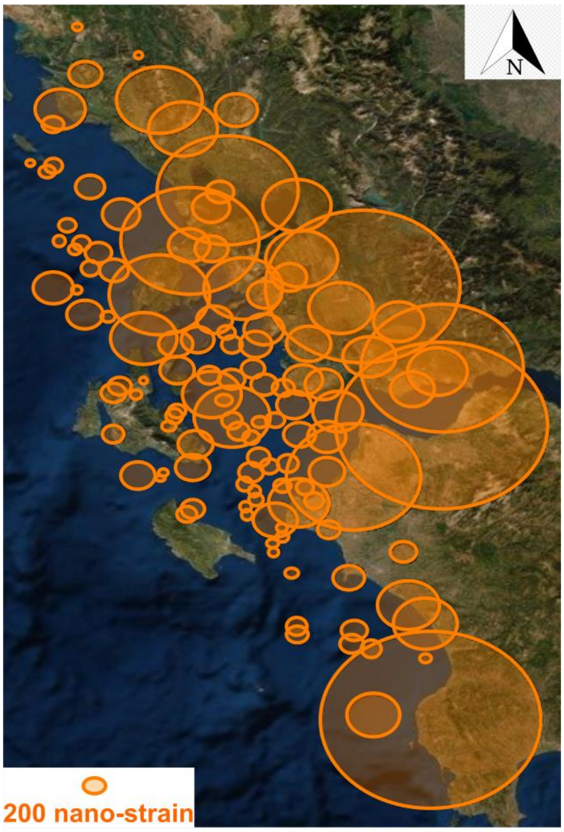
Στην Εικόνα 6.2.2.5 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές Μέγιστες Διατμητικές Παραμορφώσεις (MSS) για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, οι οποίες γενικότερα χαρακτηρίζονται από ιδιαίτερα υψηλές τιμές. Πιο συγκεκριμένα, οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται, κατά κύριο λόγο, στο δυτικότερο τμήμα του ελληνικού ηπειρωτικού χώρου, κυρίως στην περιοχή του Πύργου, του Πατραϊκού κόλπου, της Αιτωλοακαρνανίας και του Αμβρακικού κόλπου, ενώ νοτιότερα ιδιαίτερα υψηλές τιμές εμφανίζονται στην περιοχή της Πύλου. Γενικότερα, παρατηρείται μία σταδιακή μείωση των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) από τα ανατολικά προς τα δυτικά, με αποτέλεσμα στον υποθαλάσσιο χώρου του Ιόνιου Πελάγους να εντοπίζονται οι χαμηλότερες τιμές. Η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.3.5 – κάτω) παρουσιάζει τη συγκέντρωση των μέγιστων τιμών πρωτίστως στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας και δευτερευόντως στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, ενώ ιδιαίτερα υψηλές τιμές σημειώνονται και στο νησί της Λευκάδας. Επιπρόσθετα, θα πρέπει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι πολύ υψηλές αρνητικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) δεν έχουν καμία φυσική σημασία, καθώς στα συγκεκριμένα σημεία δεν έχουν κατασκευαστεί τρίγωνα και συνεπώς δεν υπάρχουν τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS). Η παρουσία των συγκεκριμένων τιμών είναι αποτέλεσμα της γεωστατιστικής επεξεργασίας και ειδικότερα οφείλεται στην εφαρμογή της μεθόδου της παρεμβολής (Interpolation – Kriging).

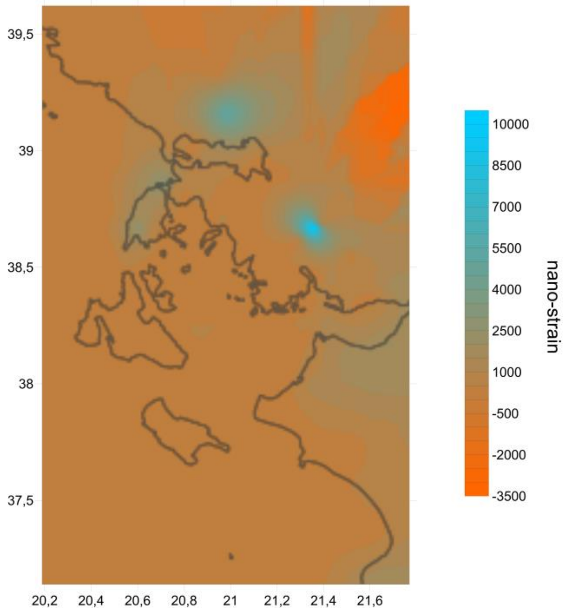
Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύουν μία αρκετά έντονη τεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή του Πατραϊκού κόλπου, της Αιτωλοακαρνανίας και του Αμβρακικού κόλπου. Στον υποθαλάσσιο χώρο του Ιόνιου Πελάγους δεν εντοπίζονται πολύ υψηλές τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), ανάλογες των προαναφερόμενων περιοχών, καθώς το συγκεκριμένο τμήμα της περιοχής χαρακτηρίζεται από σημαντική συμπιεστική τεκτονική, η οποία συνδέεται κατά κύριο λόγο με πλαστική και όχι με θραυσιγενή παραμόρφωση, η οποία δεν αποτυπώνεται στην παράμετρο της Μέγιστης

Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (η συγκεκριμένη παράμετρος σχετίζεται κατά κύριο λόγο με θραύση). Το βόρειο τμήμα του Ιόνιου Πελάγους, και πιο στο νησί της Λευκάδας, αποτελεί τη μοναδική περιοχή εμφάνισης σημαντικών τιμών Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), γεγονός το οποίο σηματοδοτεί τη μεταβολή του τεκτονικού καθεστώτος από το νοτιότερο προς το βορειότερο τμήμα του Ιόνιου Πελάγους.

Η παράμετρος της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), η οποία υποδεικνύει τη διαστολή και τη συστολή μίας περιοχής, εκτιμήθηκε για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους και πιο συγκεκριμένα για το σύνολο των 359 διαφορετικών τριγώνων. Ειδικότερα, η μέγιστη και η ελάχιστη τιμή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) για τη συγκεκριμένη περιοχή υπολογίστηκε ότι είναι 8881,9069 και -4259,1179 nano-strain.

Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.3.6 – πάνω) υποδεικνύουν την επικράτηση της συστολής στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής του Ιόνιου Πελάγους και ιδιαίτερα στην υποθαλάσσια περιοχή, καθώς και στην περιοχή των Ιόνιων νησιών, ενώ αντιθέτως στο ανατολικότερο τμήμα της περιοχής παρατηρείται κατά κύριο λόγο διαστολή. Στο κεντρικό και βόρειο τμήμα της περιοχή εμφανίζεται συνύπαρξη διαστολής και συστολής. Όσον αφορά την κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.3.6 – κάτω), οι υψηλότερες τιμές διαστολής εντοπίζονται στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας, του Πατραϊκού κόλπου και της Δυτικής Μεσσηνίας, ενώ οι αντίστοιχες τιμές της συστολής εμφανίζονται στο νησί της Λευκάδας, στην ευρύτερη περιοχή βόρεια του Αμβρακικού κόλπου και στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας. Συνεπώς, η κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει επικράτηση της διαστολής στο ανατολικό και νοτιοανατολικό τμήμα, επικράτηση της συστολής στο κεντρικό, δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα και συνύπαρξη διαστολής – συστολής στο βόρειο - βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής του Ιόνιου Πελάγους.



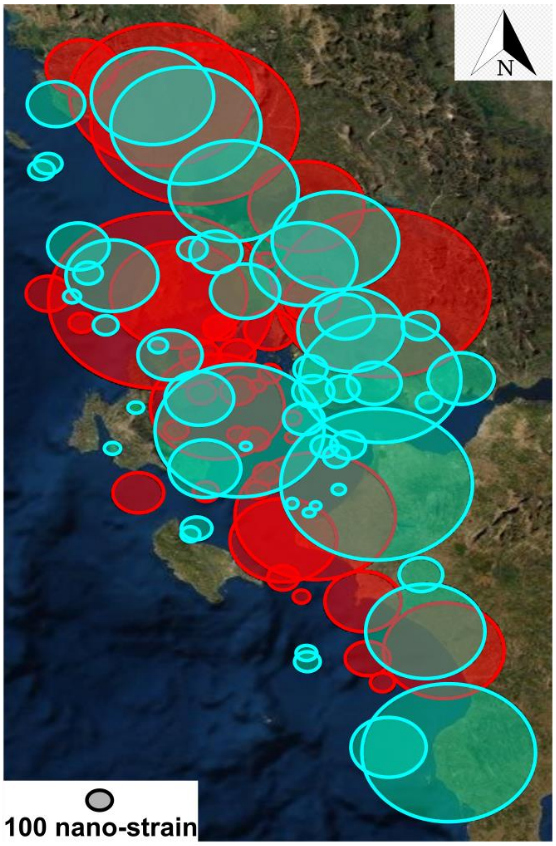


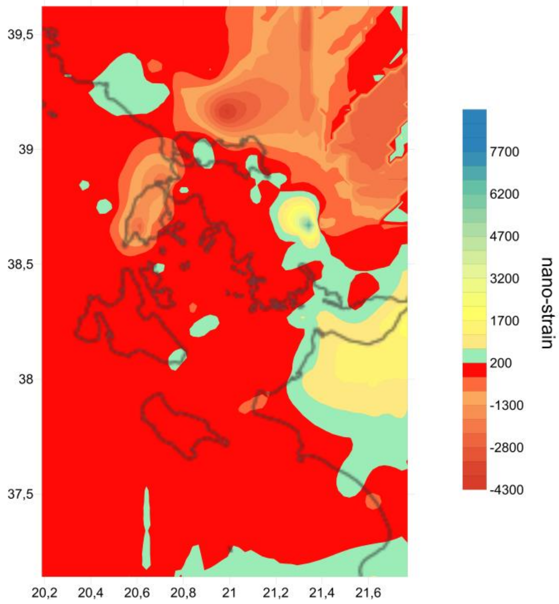
Εικόνα 6.2.3.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 394 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της παραμέτρου της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) χαρακτηρίζονται από την παρουσία εφελκυστικής δράσης στην περιοχή του Πατραϊκού κόλπου, η οποία συνδέεται με την παρουσία των κανονικών ρηγμάτων της συγκεκριμένης περιοχής. Αντίστοιχη τεκτονική δραστηριότητα παρατηρείται και στην περιοχή της Πύλου (νοτιοδυτική Μεσσηνία). Όσον αφορά τον υποθαλάσσιο χώρο του Ιόνιου Πελάγους, καθώς και τα Ιόνια νησιά, επικρατεί η συμπιεστική τεκτονική. Το συγκεκριμένο γεγονός συνδέεται άμεσα με τα ανάστροφα ρήγματα της συγκεκριμένης περιοχής, μερικά εκ των οποίων σχετίζονται και με την εκδήλωση πρόσφατων σεισμικών γεγονότων. Σχετικά με το κεντρικό και βόρειο τμήμα της περιοχής και ειδικότερα στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας και του Αμβρακικού κόλπου εντοπίζονται, όπως και στο νησί της Λευκάδας, οι υψηλότερες τιμές συστολής, δηλαδή η μεγαλύτερη συμπιεστική τεκτονική, ενώ ταυτόχρονα καταγράφονται σημαντικές τιμές διαστολής, γεγονός το οποίο υποδηλώνει την ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Το συγκεκριμένο γεγονός ενισχύεται επιπλέον από τις εξαιρετικά υψηλές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), η οποία συνδέεται, όπως έχει ήδη αναφερθεί, με θραυσιγενή τεκτονική. Ωστόσο, στο σημείο αυτό πρέπει να επισημανθεί το γεγονός ότι της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες σημαντικές τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), ενώ το αντίστροφο λαμβάνει χώρα στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου. Συνεπώς, η συνύπαρξη ιδιαίτερα σημαντικής συμπίεσης, με την ταυτόχρονη εφελκυστική δράση και την έντονη διάτμηση της περιοχής συνηγορούν στην παρουσία ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, παρουσιάζοντας ορισμένες μικρές διαφορές. Ειδικότερα, λόγω των υψηλότερων τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας, οι ρηξιγενείς δομές χαρακτηρίζονται ως πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, ενώ λόγω των υψηλότερων τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, οι ρηξιγενείς δομές χαρακτηρίζονται ως πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Αντίστοιχο τεκτονικό καθεστώς θεωρείται ότι επικρατεί στο νησί της Λευκάδας, χωρίς ωστόσο την παρουσία υψηλών τιμών διαστολής. Η δράση σημαντικής συμπιεστικής τεκτονικής με την ταυτόχρονη παρουσία πολύ υψηλών τιμών Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και πολύ χαμηλών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) υποδηλώνει, κατά τον ίδιο τρόπο, τη δράση πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στο νησί της Λευκάδας. Το συγκεκριμένο γεγονός επιβεβαιώνεται από την εκδήλωση πρόσφατων σεισμικών φαινομένων, τα οποία συνδέονται με αυτού του τύπου την τεκτονική δράση.

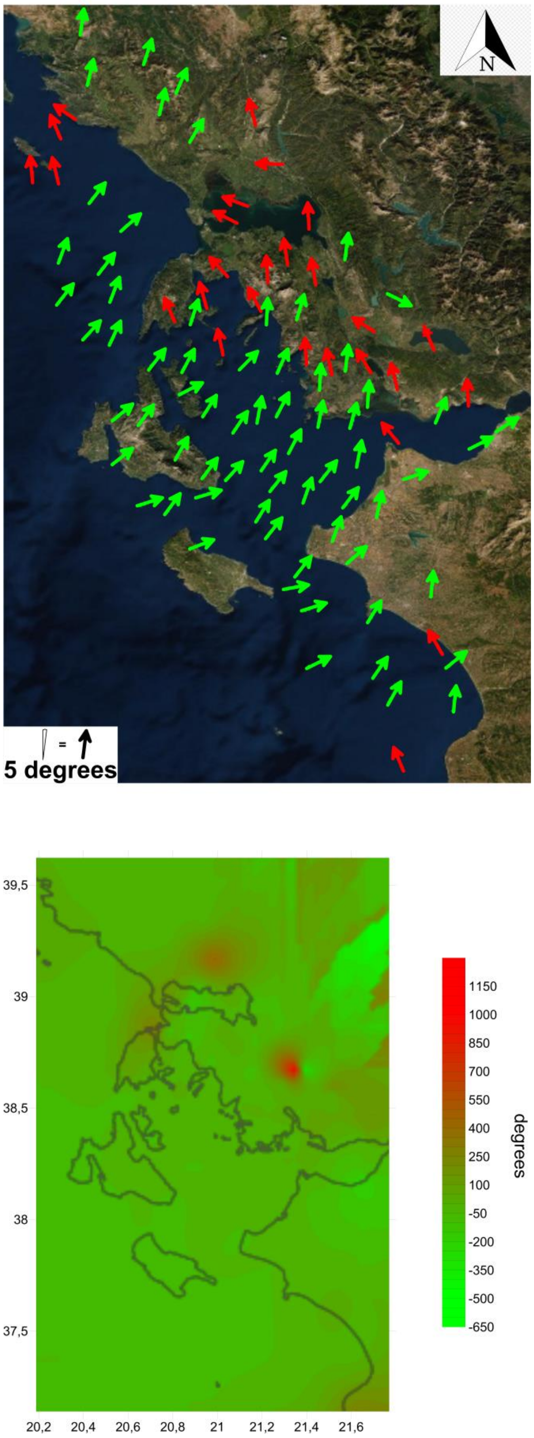
Η Περιστροφή (Rot), η μελέτη της οποίας συνεισφέρει στην ερμηνεία της γεωτεκτονικής εξέλιξης της περιοχής, υπολογίστηκε για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, βάσει της κατασκευής του μοντέλου περιστροφής των 5 εκατομμυρίων ετών, από το οποίο προέκυψε η εξαγωγή τόσο δεξιόστροφων όσο και αριστερόστροφων περιστροφών για τη συγκεκριμένη περιοχή. Ειδικότερα, η μέγιστη (αριστερόστροφη) και η ελάχιστη (δεξιόστροφη) τιμή Περιστροφής (Rot) των 394 διαφορετικών εξεταζόμενων σημείων της περιοχή του Ιόνιου Πελάγους είναι 1223 και -643 μοίρες, αντίστοιχα. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι συγκεκριμένες τιμές δε χαρακτηρίζονται από κάποια φυσική σημασία και προέρχονται λόγω της κατασκευής του μοντέλου περιστροφής. Ωστόσο, προτιμήθηκε να διατηρηθούν για τα ποιοτικά τους χαρακτηριστικά, καθώς υποδεικνύουν τμήματα της περιοχής με αξιοσημείωτη τεκτονική δράση.

Οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιστροφής (Rot) (Εικόνα 6.2.3.7 – πάνω) για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους υποδεικνύουν μία επικρατούσα δεξιόστροφη Περιστροφή (Rot), παρουσιάζοντας ταυτόχρονα ορισμένες τοπικές συγκεντρώσεις αριστερόστροφων Περιστροφών (Rot). Ειδικότερα, στην Εικόνα 6.2.3.7 (κάτω) παρουσιάζονται τρεις κύριες συγκεντρώσεις αριστερόστροφων Περιστροφών (Rot) στις περιοχές της Αιτωλοακαρνανίας, του Αμβρακικού κόλπου και του νησιού της Λευκάδας, ενώ σε ολόκληρη την περιοχή επικρατεί η δεξιόστροφη Περιστροφή (Rot). Όσον αφορά τις τιμές των Περιστροφών (Rot), τόσο οι αριστερόστροφες όσο και οι δεξιόστροφες χαρακτηρίζονται από παρόμοιες τιμές, οι οποίες κυμαίνονται κατά κύριο λόγο μεταξύ 30 και 80 μοιρών. Η παρουσία αριστερόστροφης Περιστροφής (Rot) στις τρεις προαναφερόμενες περιοχές σε σχέση με την κυρίαρχη δεξιόστροφη επιβεβαιώνει την παρουσία ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης.





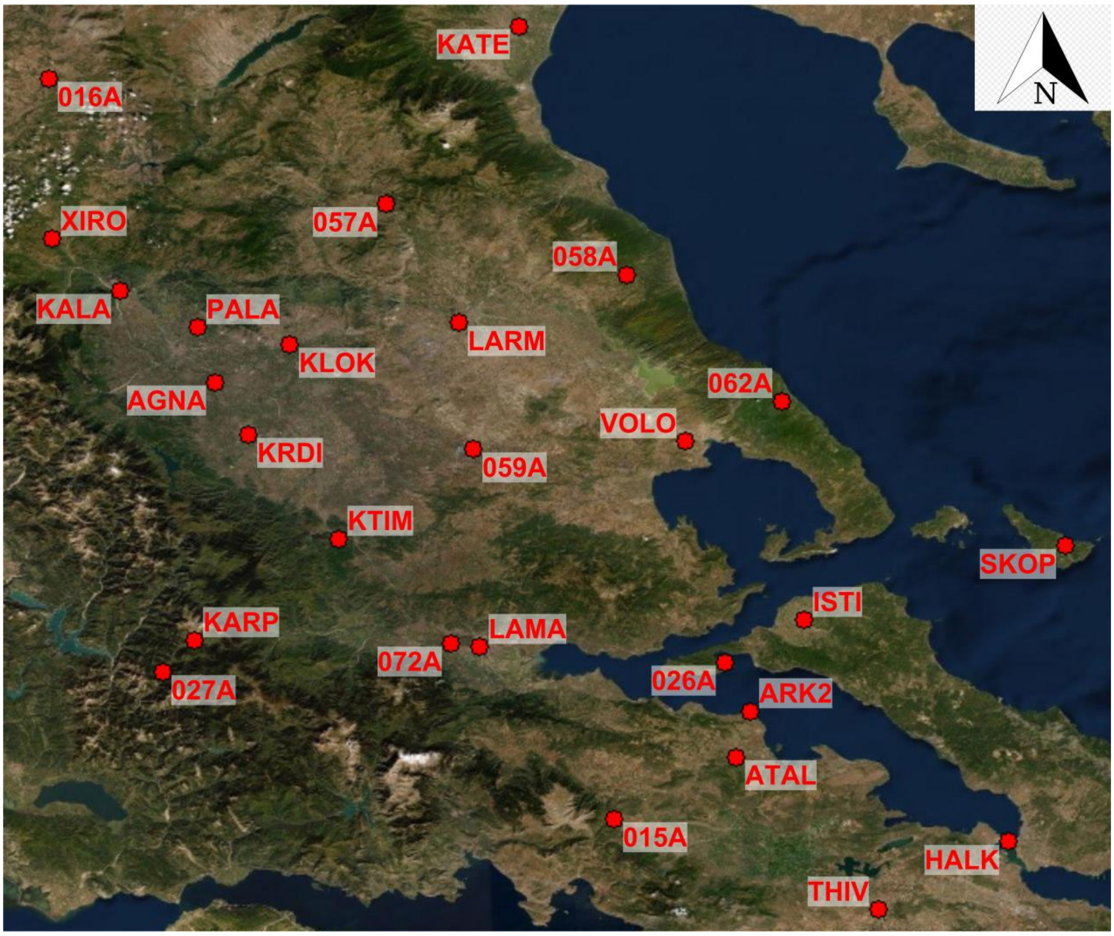
Εικόνα 6.2.3.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 394 διαφορετικών τιμών (κάτω).



Εικόνα 6.2.3.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 394 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.4. Θεσσαλία – Βόρεια Στερεά Ελλάδα

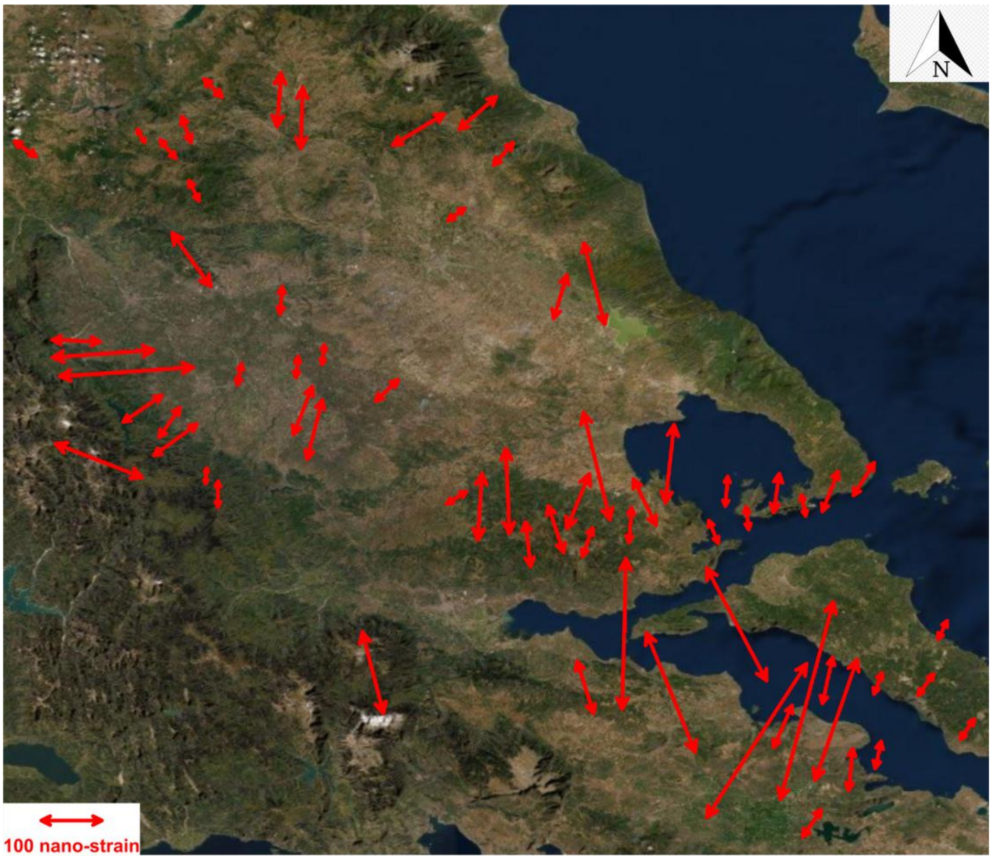
Η περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας καταλαμβάνει το κεντρικότερο τμήμα της ελληνικής ενδοχώρας και εκτείνεται ανατολικά του Ιόνιου Πελάγους και της Ηπείρου, βόρεια του Κορινθιακού κόλπου, δυτικά του Αιγαίου Πελάγους και νότια της Μακεδονία, ενώ στην ευρύτερη περιοχή υπάρχουν συνολικά 27 μόνιμοι σταθμοί GPS/GNSS, οι οποίοι καταγράφουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα (Εικόνα 6.2.4.1). Η εφαρμογή της μεθόδου του τριγωνισμού είχε ως αποτέλεσμα την κατασκευή 193 τριγώνων για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, ενώ για το καθένα από αυτά εκτιμήθηκαν οι παράμετροι της Μέγιστης (MAHE) και Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, της Συνολικής Ταχύτητας (TV), της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) και της Περιστροφής (Rot). Επιπρόσθετα, σημειώνεται το γεγονός ότι η περίοδος καταγραφής των γεωδαιτικών δεδομένων, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν, περιλαμβάνει την επταετία 2008 – 2014, ενώ ως σύστημα αναφοράς αυτών των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το ‘European Terrestrial Reference System 2000 – ETRF2000’, βάσει του οποίου η Ευρασιατική πλάκα είναι σταθερή.



Εικόνα 6.2.4.1. 27 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας.

Η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση αποτελεί την πρώτη παράμετρο που εκτιμήθηκε για το σύνολο των 193 τριγώνων της περιοχής της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας. Ειδικότερα, το εύρος των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), η οποία υποδεικνύει έκταση μίας περιοχής, κυμαίνεται μεταξύ -37,8296 και 385,8543 nano-strain, ενώ αντίστοιχα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οι οποίες σχετίζονται με συμπιεστικά φαινόμενα της περιοχής, κυμαίνονται μεταξύ -540,6686 και 67,1028 nano-strain.

Στην Εικόνα 6.2.4.2 παρουσιάζονται τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), τα οποία χαρακτηρίζονται από μία σχετική ομοιομορφία, καθώς η διαφορά του μεγέθους των ελάχιστων διανυσμάτων από το αντίστοιχο των μέγιστων δε θεωρείται ιδιαίτερα σημαντική. Τα μεγαλύτερα διανύσματα συγκεντρώνονται κατά κύριο λόγο στην ανατολική περιοχή της Βόρειας Στερεάς Ελλάδας και πιο συγκεκριμένα στο νότιο περιθώριο του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, ενώ ορισμένα αξιοσημείωτα διανύσματα εντοπίζονται στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας, καθώς και στην περιοχή δυτικά του Παγασητικού κόλπου. Γενικότερα, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) στην περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας χαρακτηρίζεται από μία κύρια Β – Ν διεύθυνση, η οποία κατά τόπους μεταβάλλεται σε ΒΒΑ – ΝΝΔ έως ΒΒΔ – ΝΝΑ, με εξαίρεση το δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας, το οποίο αναφέρθηκε παραπάνω, όπου η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) παρουσιάζει μία Α – Δ διεύθυνση, και το βορειοανατολικό τμήμα της Θεσσαλίας, όπου η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) χαρακτηρίζεται από ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση. Η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.4.3 – πάνω), η οποία προήλθε από την εφαρμογή της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging), υποδεικνύει την ύπαρξη των υψηλότερων τιμών στις προαναφερόμενες περιοχές, ενώ επιπρόσθετα αποκαλύπτει την παρουσία ορισμένων υψηλών τιμών και στην υποθαλάσσια περιοχή του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου. Όσον αφορά την κατανομή των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) (Εικόνα 6.2.4.3 – κάτω), οι σημαντικότερες συγκεντρώσεις εντοπίζονται στην περιοχή του δυτικότερου τμήματος της Θεσσαλίας και στην περιοχή δυτικά Βόρειου Ευβοϊκού και του Παγασητικού κόλπου, ενώ γενικότερα δεν εντοπίζονται ιδιαίτερα υψηλές τιμές Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE).



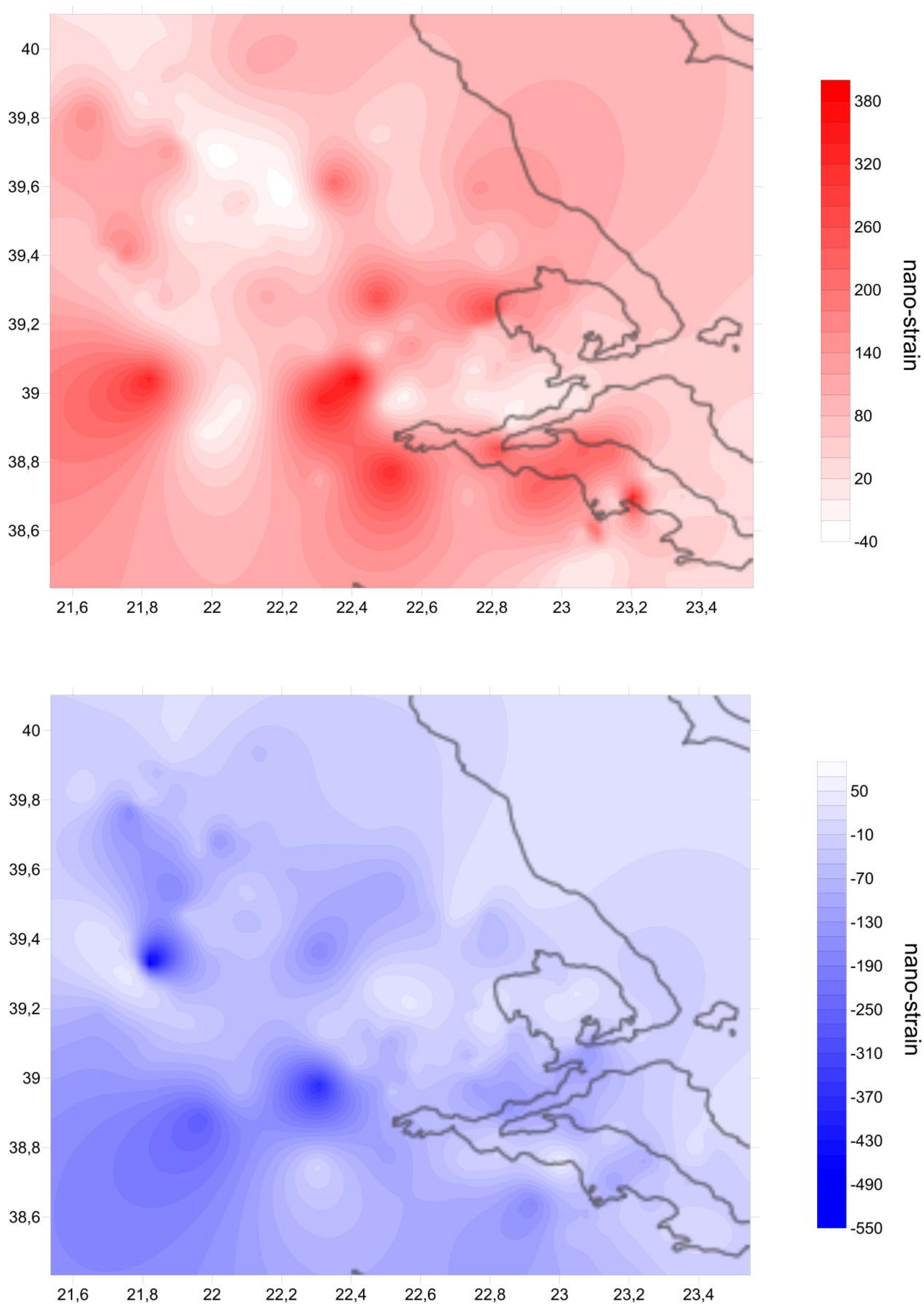
Εικόνα 6.2.4.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας.

Βάσει των αποτελεσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) προκύπτει το γεγονός ότι στο νότιο περιθώριο του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου δρουν ΒΔ – ΝΑ παράταξης, ρηξιγενείς ζώνες, ενώ στην περιοχή, η οποία εκτείνεται δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και του Παγασητικού κόλπου, δρουν ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης ρηξιγενείς ζώνες, η παράταξη των οποίων μπορεί να μεταβληθεί έως ΑΝΑ – ΔΒΔ. Στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας, οι διευθύνσεις των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) υποδεικνύουν τη δράση Β – Ν παράταξης, ρηξιγενών ζωνών, η οποία κατά τόπους μεταβάλλεται από ΒΒΔ – ΝΝΑ έως ΒΒΑ – ΝΝΔ, ενώ στο βορειοανατολικό τμήμα της Θεσσαλίας οι διευθύνσεις της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) αποκαλύπτουν την παρουσία ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρηξιγενών ζωνών.

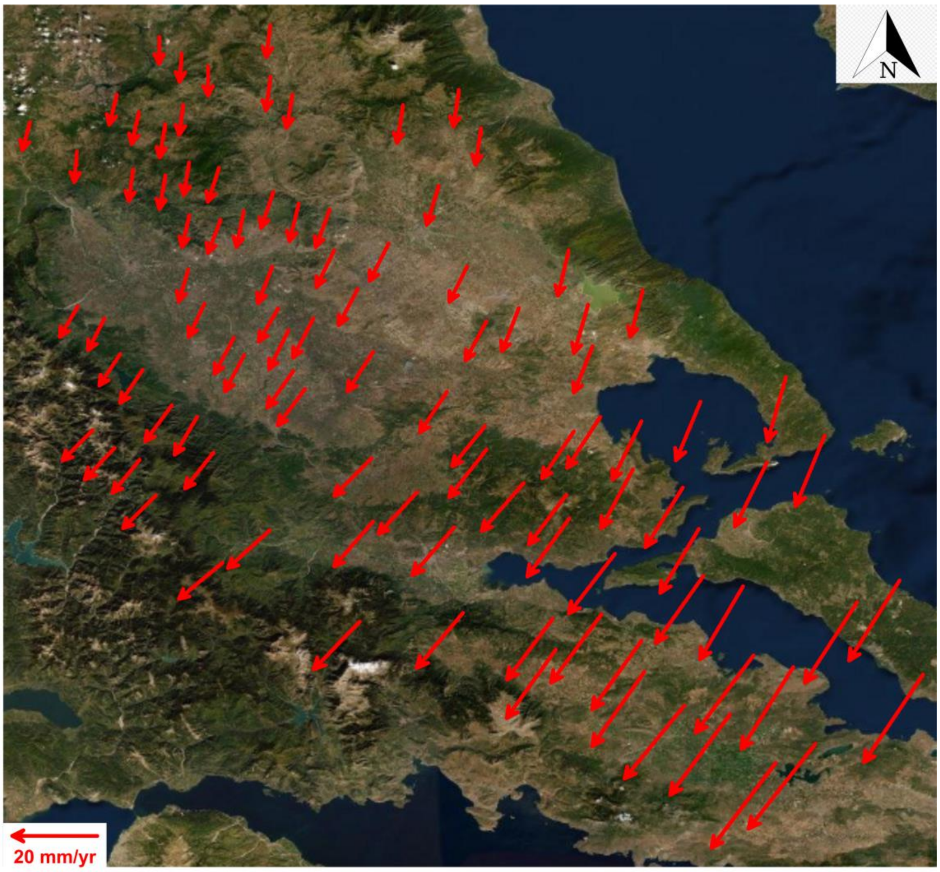
Η μελέτη της παραμέτρου της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV), η οποία υποδεικνύει την κίνηση της εξεταζόμενης περιοχής και κατ’ επέκταση τη γεωτεκτονική της εξέλιξη, εκτιμήθηκε για το σύνολο των 193 διαφορετικών τριγώνων, με αποτέλεσμα την παρατήρηση ενός εύρους τιμών, το οποίο κυμαίνεται μεταξύ 6,70 και 25,30 χιλιοστών/έτος.

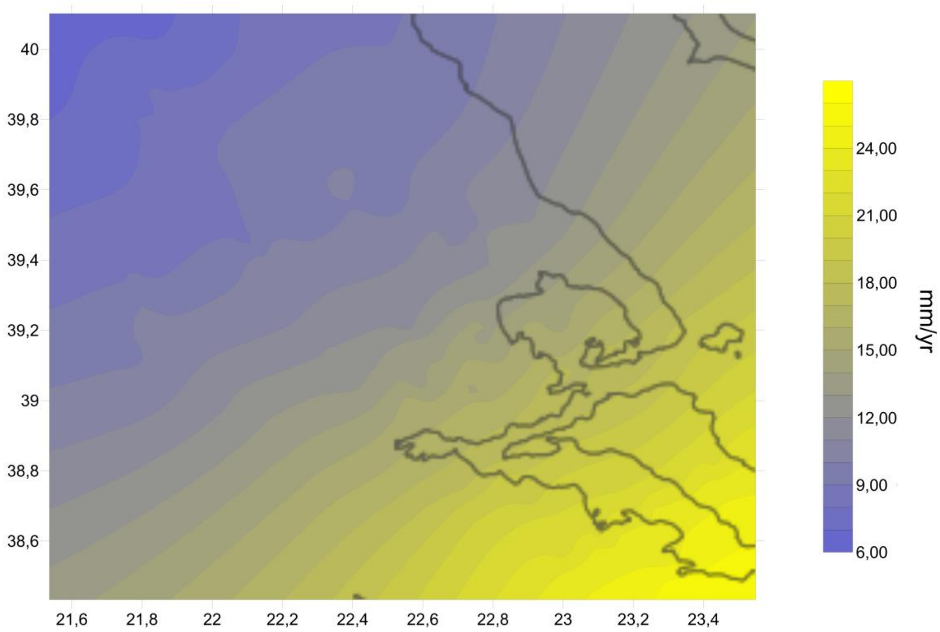
Στην Εικόνα 6.2.4.4 (πάνω) παρουσιάζονται τα αντιπροσωπευτικότερα διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, τα οποία υποδεικνύουν τη νοτιοδυτική κίνηση της περιοχής, η οποία συμπίπτει με την κίνηση των περιοχών που αναλύθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια, ενώ η μέση τιμή του αζιμούθιου των διανυσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) είναι 204 μοίρες. Επιπλέον, παρατηρείται μία διαφοροποίηση του αζιμούθιου των διανυσμάτων στο βορειότερο τμήμα της περιοχής, η οποία σηματοδοτεί την έναρξη της αλλαγής της διεύθυνσης κίνησης στην ελληνική ενδοχώρα. Όσον αφορά την κατανομή των τιμών της συγκεκριμένης παραμέτρου (Εικόνα 6.2.4.4 – κάτω), παρατηρείται η συγκέντρωση των χαμηλότερων τιμών στο βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μία σταδιακή αύξηση των τιμών τους προς τα νοτιοανατολικά, λαμβάνοντας τη μεγαλύτερη τιμή τους στο νοτιοανατολικότερο τμήμα.

Τα αποτελέσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) υποδεικνύουν την κίνηση της περιοχής της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας προς το χώρο σύγκλισης των πλακών της Ευρασίας και της Αφρικής, ο οποίος εκτείνεται νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου, παρουσιάζοντας σημαντικές ομοιότητες με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των περιοχών, οι οποίες αναλύθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια.



Εικόνα 6.2.4.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 193 διαφορετικών τιμών.





Εικόνα 6.2.4.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 193 διαφορετικών τιμών (κάτω).

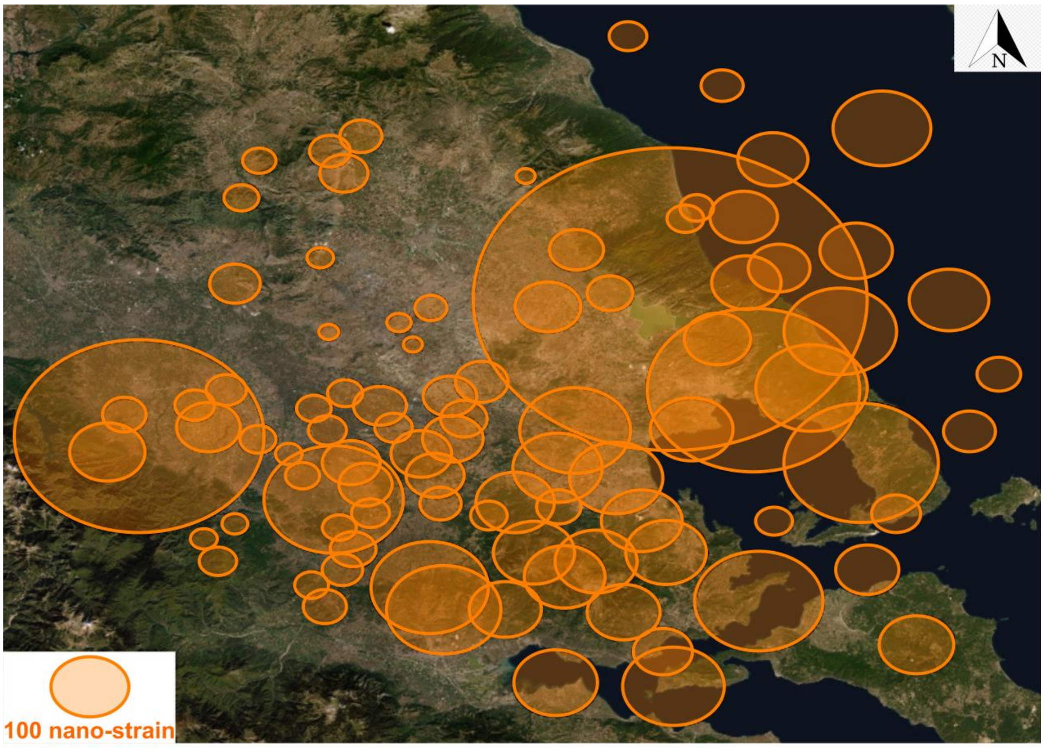
Η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) αποτελεί μία παράμετρο, η οποία σχετίζεται με την παρουσία ενεργών ρηξιγενών ζωνών (κατά κύριο λόγο συνδεδεμένες με εφελκυσμό), υποδεικνύοντας τη διάτμηση που λαμβάνει χώρα σε μίας περιοχή. Ειδικότερα, για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας εκτιμήθηκε η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) των 193 κεντροειδών, παρουσιάζοντας μία μέγιστη τιμή ίση με 725,2513 nano-strain, ενώ η αντίστοιχη ελάχιστη τιμή είναι ίση με 2,9171 nano-strain.

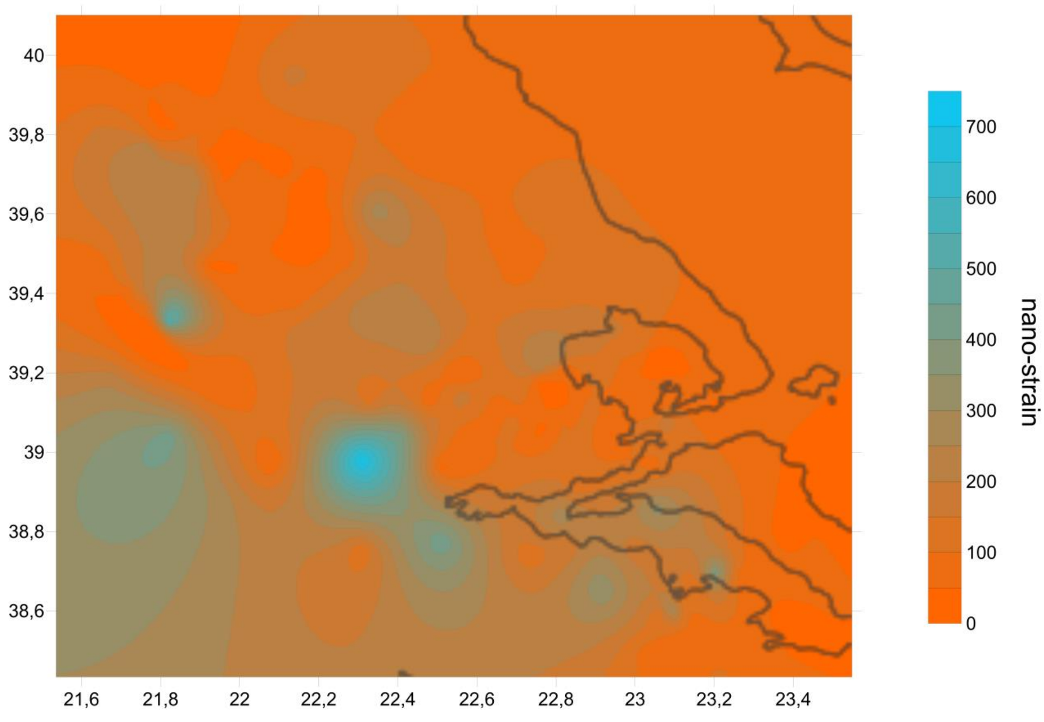
Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.4.5 – πάνω) υποδεικνύουν την παρουσία σχετικά χαμηλών τιμών σε σχέση με τις περιοχές που αναφέρθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια. Ειδικότερα, οι πιο υψηλές τιμές παρουσιάζονται στο ανατολικότερο τμήμα της Θεσσαλίας, στην ευρύτερη περιοχή του Παγασητικού κόλπου, ενώ αξιοσημείωτες τιμές εντοπίζονται και στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας και στην περιοχή δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και του Παγασητικού κόλπου. Γενικότερα, διαπιστώνεται η μείωση των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) από το νοτιότερο προς το βορειότερο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής. Στην Εικόνα 6.2.4.5 (κάτω), όπου παρουσιάζεται η κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), οι δύο κύριες συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών εντοπίζονται δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και του Παγασητικού κόλπου και στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας. Επιπρόσθετα, αξιοσημείωτες εντοπίζονται στην ευρύτερη περιοχή του Παγασητικού κόλπου και στο εσωτερικό της πεδιάδας της Θεσσαλίας, ενώ στο βορειότερο τμήμα της Θεσσαλίας, οι τιμές είναι ιδιαίτερα χαμηλές.

Τα αποτελέσματα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) παρουσιάζουν μία αξιοσημείωτη τεκτονική δράση στην περιοχή δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και του Παγασητικού κόλπου και στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας. Συνεπώς στο κεντρικό και το δυτικό τμήμα εντοπίζονται οι σημαντικότερες ενεργές τεκτονικές δομές της περιοχής της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας. Επιπρόσθετα, οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), οι οποίες ωστόσο είναι μικρότερες των προαναφερόμενων περιοχών, υποδεικνύουν τη δράση ρηξιγενών ζωνών στην περιοχή του νότιου περιθωρίου του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου και το υποθαλάσσιο τμήμα του, καθώς επίσης και την περιοχή της πεδιάδας της Θεσσαλίας. Γενικότερα, η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) υποδεικνύει ένα σαφή εφελκυσμό της περιοχής της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, ο οποίος οφείλεται στη δράση κανονικών ρηγμάτων και ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης.

Κατά τη μελέτη της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός της διαστολής ή της συστολής, οι οποίες εντοπίζονται σε διάφορα τμήματα μίας περιοχής. Ειδικότερα, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) εκτιμήθηκε για τα 193 διαφορετικά κεντροειδή της περιοχής της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, παρουσιάζοντας τιμές που κυμαίνονται μεταξύ -484,1468 και 364,5939 nano-strain.

Στην Εικόνα 6.2.4.6 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, υποδεικνύοντας γενικότερα μία σαφή συνύπαρξη της διαστολής και της συστολής στο μεγαλύτερο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής. Ειδικότερα, στο κεντρικό – δυτικό τμήμα της περιοχής (δυτική Θεσσαλία) εντοπίζεται μία σαφής επικράτηση της συστολής, παρουσιάζοντας ταυτόχρονα αξιοσημείωτα χαρακτηριστικά διαστολής, ενώ στο κεντρικό – ανατολικό τμήμα της (περιοχή δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και του Παγασητικού κόλπου) παρατηρείται η αντίστροφη εικόνα με την επικράτηση της διαστολής και την ταυτόχρονη παρουσία αξιοσημείωτης συστολής. Όσον αφορά την περιοχή του νότιου περιθωρίου του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, την ευρύτερη περιοχή βόρεια του Παγασητικού κόλπου και το βορειότερο τμήμα της περιοχής της Θεσσαλίας εντοπίζεται μία σαφής επικράτηση της διαστολής, ενώ ταυτόχρονα απουσιάζουν αξιοσημείωτες τιμές συστολής. Η κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.4.6 – κάτω) υποδεικνύει τη μία σημαντική συγκέντρωση συστολής στο κεντρικό – δυτικό τμήμα της Θεσσαλίας, ενώ όσον αφορά τη διαστολή, οι πιο σημαντικές συγκεντρώσεις εντοπίζονται δυτικά του Παγασητικού κόλπου και στο νότιο περιθώριο του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου.



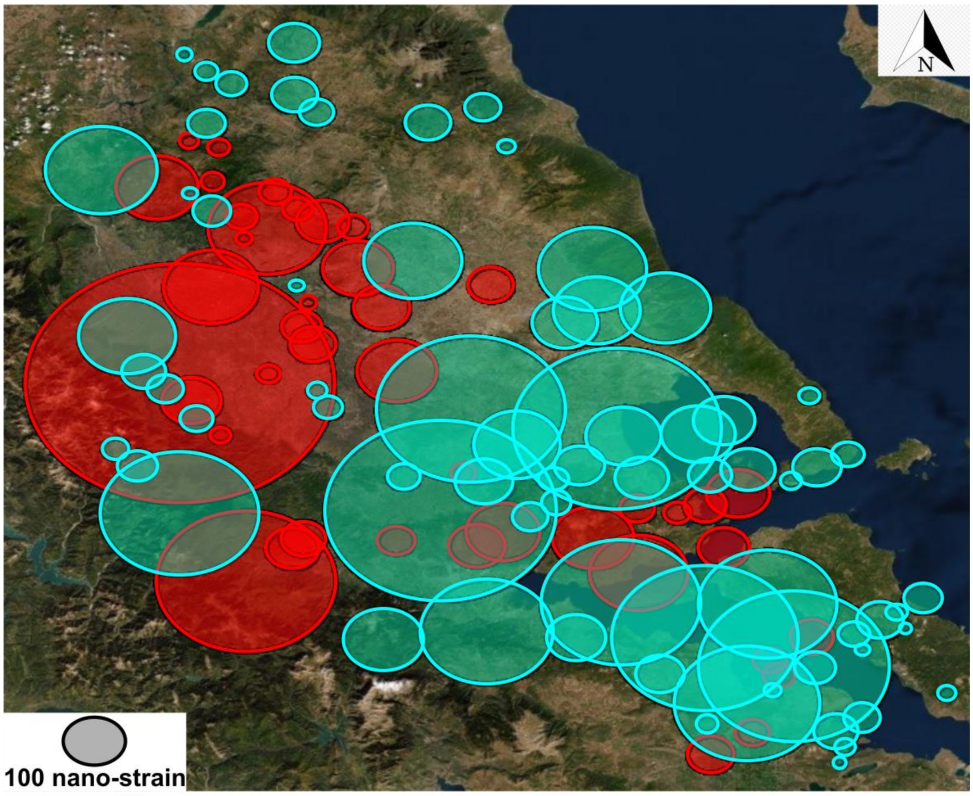


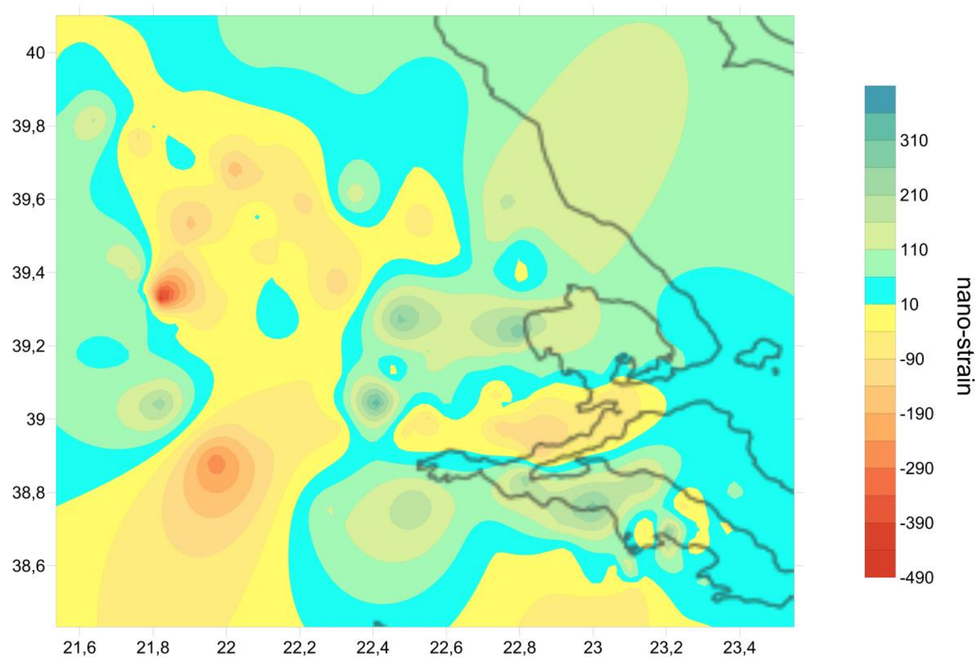
Εικόνα 6.2.4.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 193 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Τα αποτελέσματα της παραμέτρου της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) παρουσιάζουν, αρχικά, τη συνύπαρξη της διαστολής και της συστολής στο μεγαλύτερο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής, με την ταυτόχρονη παρουσία υψηλών τιμών Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), γεγονός το οποίο συνδέεται σαφώς με την παρουσία ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Επιπρόσθετα, σχετικά με το χαρακτηρισμό των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας οι τιμές της συστολής υπερέχουν έναντι των αντιστοιχών της διαστολής, ενώ ταυτόχρονα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι υψηλότερες, από τις αντίστοιχες εξίσου αξιοσημείωτες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Οι συγκεκριμένες παρατηρήσεις συνηγορούν στην παρουσία πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας. Στην περιοχή που εκτείνεται ανατολικά του δυτικότερου τμήματος της Θεσσαλίας και δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και Παγασητικού κόλπου, παρατηρείται το αντίστροφο καθεστώς στα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Ειδικότερα, οι τιμές της διαστολής υπερέχουν έναντι των αντιστοιχών της συστολής, ενώ ταυτόχρονα οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE)είναι υψηλότερες, από τις αντίστοιχες εξίσου αξιοσημείωτες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Συνεπώς, στη συγκεκριμένη περιοχή φαίνεται ότι δρουν πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Στο νοτιοανατολικό τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής και πιο συγκεκριμένα στο νότιο περιθώριο του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, η επικράτηση των τιμών διαστολής, και η ταυτόχρονη σπάνια εμφάνιση των τιμών συστολής, σε συνδυασμό με τις ιδιαίτερα σημαντικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), αλλά και η σημαντική παρουσία υψηλών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) με την ταυτόχρονη απουσία αντίστοιχων τιμών Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οδηγεί στην εκτίμηση ότι στη συγκεκριμένη περιοχή δρουν ΒΔ – ΝΑ παράταξης, κανονικά ρήγματα. Αντίστοιχη εικόνα παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή βόρεια του Παγασητικού κόλπου και το βορειανατολικό τμήμα της περιοχής της Θεσσαλίας, με τις τιμές του συνόλου των παραμέτρων να λαμβάνουν μικρότερες τιμές από τις αντίστοιχες του νοτίου περιθωρίου του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, υποδεικνύοντας ωστόσο την παρουσία κανονικών ρηξιγενών ζωνών, Α – Δ και ΒΔ – ΝΑ παράταξης, αντίστοιχα.

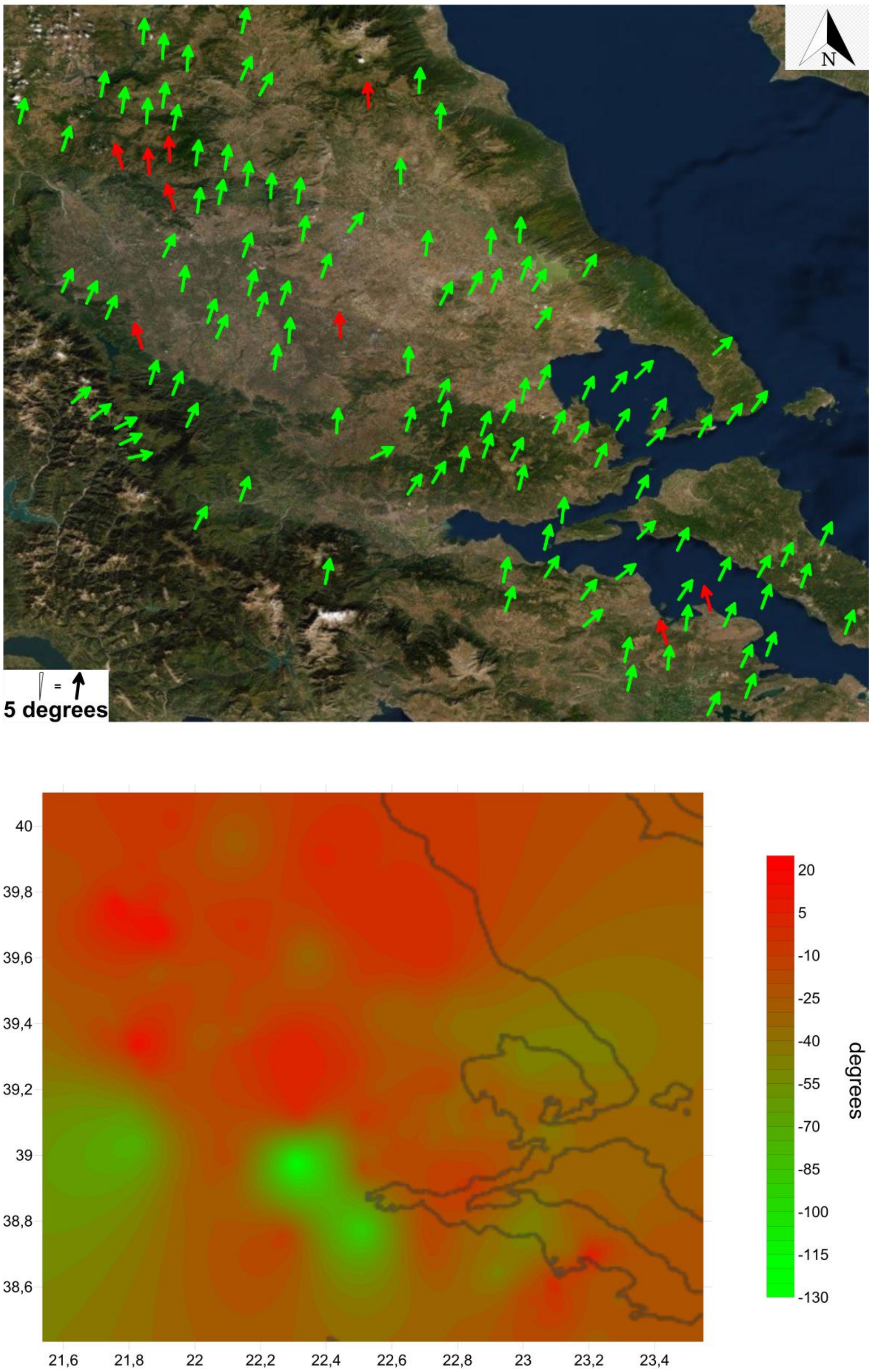
Η παράμετρος της Περιστροφής (Rot), η οποία συμβάλλει σημαντικά στην περιγραφή του τρόπου με τον οποίο εξελίσσεται γεωτεκτονικά μία περιοχή, εκτιμήθηκε για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, με βάση τη χρήση του μοντέλου περιστροφής για την περίοδο των 5 εκατομμυρίων ετών, οδηγώντας στην εξαγωγή δεξιόστροφων και αριστερόστροφων περιστροφών. Πιο συγκεκριμένα, η μέγιστη (αριστερόστροφη) τιμή της παραμέτρου της Περιστροφής (Rot) για το σύνολο των 193 διαφορετικών κεντροειδών της περιοχής υπολογίστηκε ότι είναι 18 μοίρες, ενώ η αντίστοιχη ελάχιστη (δεξιόστροφη) τιμή είναι -122 μοίρες.

Στην Εικόνα 6.2.4.7 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιστροφής (Rot) για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, οι οποίες παρουσιάζουν την επικράτηση μίας δεξιόστροφης Περιστροφής (Rot) στη συγκεκριμένη περιοχή, ενώ τα εξεταζόμενα σημεία όπου εντοπίζεται αριστερόστροφη Περιστροφή (Rot) είναι πολύ περιορισμένα. Πιο συγκεκριμένα, η κατανομή των Περιστροφών (Rot) (Εικόνα 6.2.4.7 – κάτω) επιβεβαιώνει την προαναφερόμενη παρατήρηση της επικράτησης των δεξιόστροφων Περιστροφών (Rot) στην περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, ενώ ταυτόχρονα εντοπίζονται δύο πολύ μικρές, τοπικής κλίμακας συγκεντρώσεις αριστερόστροφων Περιστροφών (Rot), στο δυτικό και βορειοδυτικό τμήμα της Θεσσαλίας.





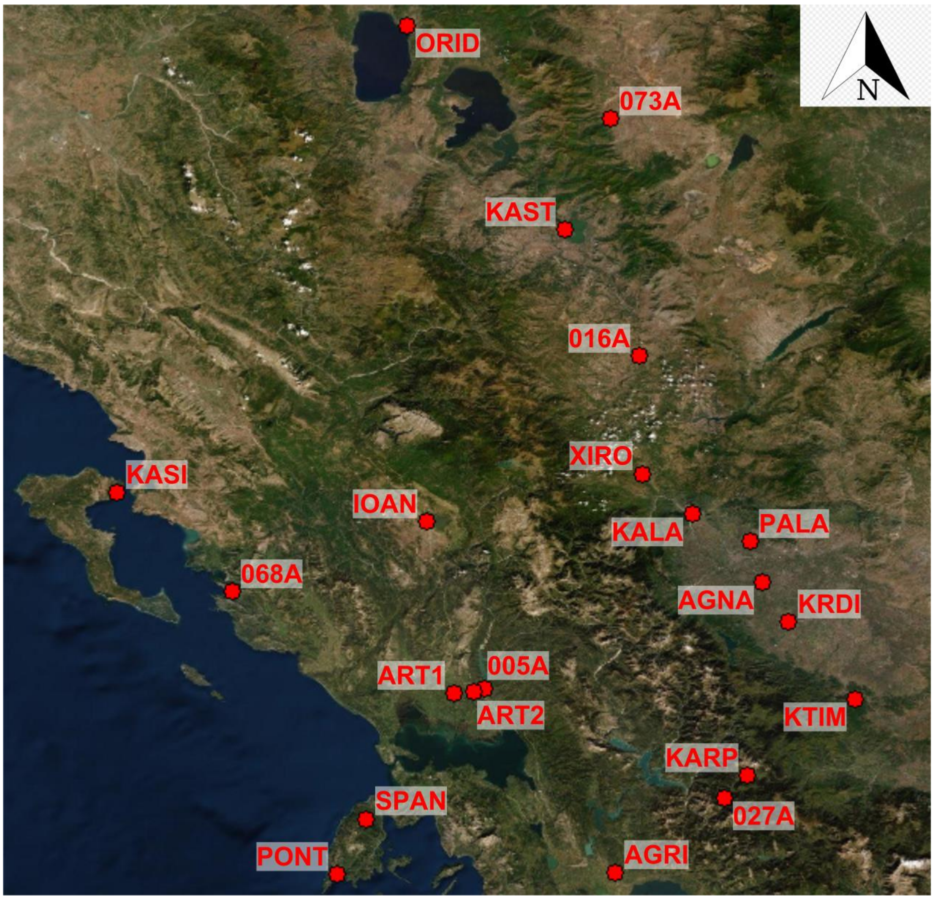
Εικόνα 6.2.4.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 193 διαφορετικών τιμών (κάτω).



Εικόνα 6.2.4.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 193 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.5. Ήπειρος

Η περιοχή της Ηπείρου εντοπίζεται στο βορειοδυτικότερο τμήμα του ελληνικού χώρου, φθάνοντας μέχρι την περιοχή των νότιων συνόρων της Αλβανίας και παρακολουθείται από 21 μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS, από τους οποίους πραγματοποιείται η καταγραφή των πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων (Εικόνα 6.2.5.1). Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο του τριγωνισμού, κατασκευάστηκαν συνολικά 374 διαφορετικά τρίγωνα για την περιοχή της Ηπείρου, ενώ για το κεντροειδές του κάθε τριγώνου υπολογίστηκαν οι πέντε παράμετροι. Όσον αφορά την περίοδο καταγραφής των γεωδαιτικών δεδομένων και το σύστημα αναφοράς τους, είναι όμοια με αυτά που αναφέρθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να επισημανθεί ιδιαίτερα το γεγονός ότι στο συγκεκριμένο υποκεφάλαιο, εκτός από την περιοχή της Ηπείρου λαμβάνεται υπόψη και το δυτικότερο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας.

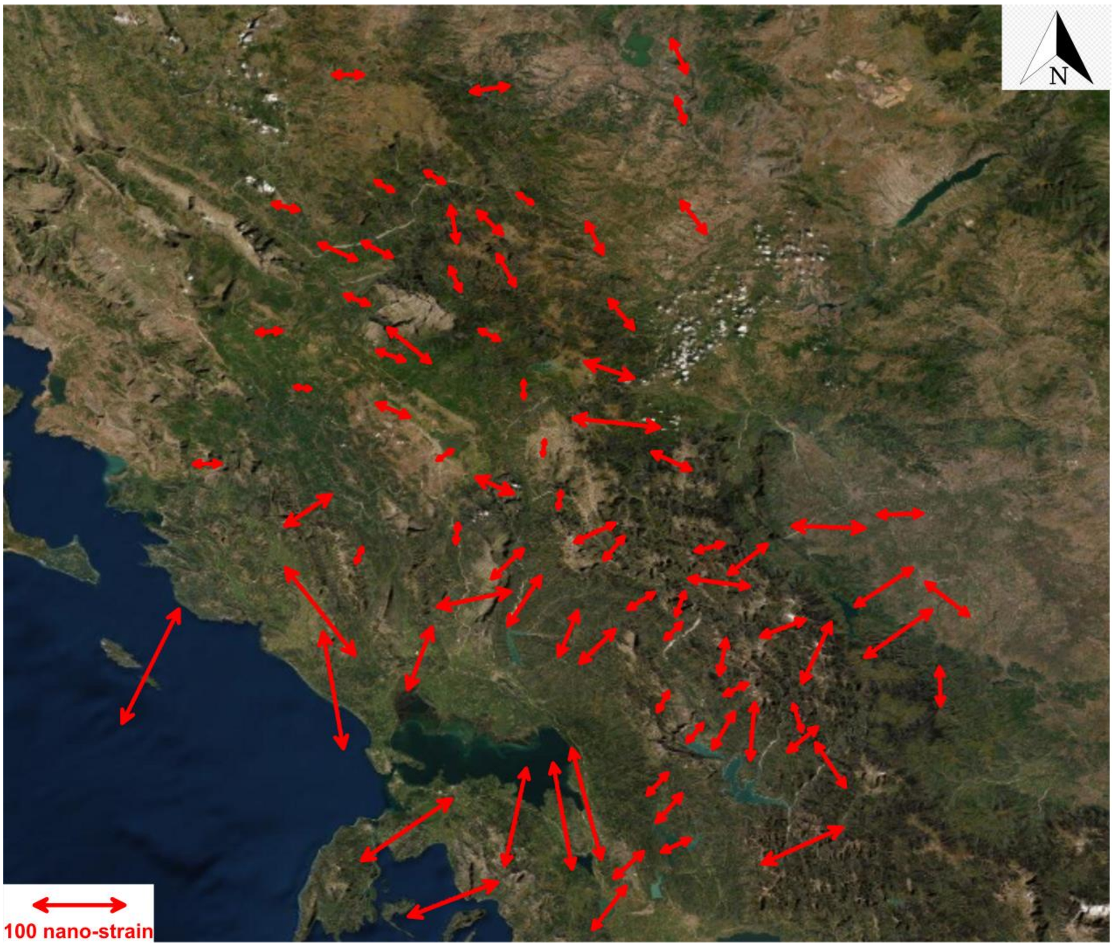


Εικόνα 6.2.5.1. 21 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή της Ηπείρου.

Αρχικά, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) και η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE) υπολογίστηκαν για τα 374 τρίγωνα της περιοχής της Ηπείρου. Πιο συγκεκριμένα, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE), η οποία σχετίζεται με την έκταση της περιοχής, λαμβάνει μία ελάχιστη τιμή, η οποία ισούται με -90,4441 nano-strain, ενώ η αντίστοιχα η μέγιστη τιμή της είναι 2505,6736 nano-strain. Σχετικά με την Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE), η οποία αποτελεί δείκτη συμπίεσης της περιοχής, το εύρος των τιμών κυμαίνεται μεταξύ -4209,4775 και 20,7946 nano-strain.

Από την παρατήρηση των αντιπροσωπευτικότερων διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.5.2) προκύπτει μία σαφής παρουσία αρκετά υψηλών τιμών στο νότιο τμήμα της περιοχής της Ηπείρου και ειδικότερα στην ευρύτερη περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, το τεκτονικό καθεστώς του οποίου αναλύθηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Κατά την απομάκρυνση από την περιοχή του Αμβρακικού κόλπου παρατηρείται μία σταδιακή μείωση των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), λαμβάνοντας ουσιαστικά τις χαμηλότερες τιμές της στο βορειοδυτικό τμήμα της Ηπείρου, κοντά στην περιοχή της Αλβανίας. Όσον αφορά τη διεύθυνση της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), παρουσιάζονται κατά κύριο λόγο δύο ομάδες διεύθυνσης των διανυσμάτων. Η πρώτη ομάδα εντοπίζεται στο ανατολικό – βορειοανατολικό τμήμα του Αμβρακικού κόλπου και χαρακτηρίζεται από μία γενική ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση. Αντιθέτως, στο βορειότερο τμήμα της Ηπείρου και πιο συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή των Ιωαννίνων, εντοπίζεται η δεύτερη ομάδα διανυσμάτων, στην οποία η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) αποκτά μία γενικότερη ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνση. Στην Εικόνα 6.2.5.3 (πάνω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), βάσει της εφαρμογής της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging), από την οποία προκύπτει μία συγκέντρωση πολύ υψηλών τιμών στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, η οποία αναλύθηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο, ενώ γενικότερα το δυτικό και το κεντρικό τμήμα της Ηπείρου χαρακτηρίζεται από πολύ χαμηλές έως μηδενικές τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Ωστόσο, στο βόρειο και το ανατολικό τμήμα, η εικόνα της συγκέντρωσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) διαφοροποιείται από την αντίστοιχη του κεντρικού και δυτικού τμήματος της Ηπείρου, παρουσιάζοντας μία σαφή αύξηση των τιμών, αποτελώντας ένδειξη μεταβολής του τεκτονικού καθεστώτος. Στην Εικόνα 6.2.5.3 (κάτω), όπου παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), η συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών εντοπίζεται, όπως και στην περίπτωση της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ), στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου. Επιπρόσθετα, το υπόλοιπο τμήμα της Ηπείρου χαρακτηρίζεται από την παρουσία αξιοσημείωτων, αλλά όχι ιδιαίτερα υψηλών τιμών Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΙΗΕ), οι οποίες επικρατούν σαφώς έναντι των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ) στο κεντρικό και δυτικό τμήμα, ενώ στο βόρειο και το ανατολικό τμήμα οι τιμές της Μέγιστης (ΜΑΗΕ) και της Ελάχιστης (ΜΙΗΕ) Οριζόντιας Έκτασης παρουσιάζουν παρόμοιες τιμές. Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ) φαίνεται ότι είναι υψηλότερες στο βορειοανατολικό τμήμα της Ηπείρου από τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΙΗΕ). Ωστόσο, λόγω του περιορισμένου αριθμού των τριγώνων, η συγκεκριμένη περιοχή θεωρείται ότι είναι ασφαλέστερο να μελετηθεί κατά την εξέταση της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας.

Τα αποτελέσματα της Μέγιστης (ΜΑΗΕ) και της Ελάχιστης (ΜΙΗΕ) Οριζόντιας Έκτασης υποδεικνύουν, αρχικά, ότι η περιοχή της Ηπείρου, με εξαίρεση το τμήμα του Αμβρακικού κόλπου, χαρακτηρίζεται από σχετικά χαμηλή τεκτονική δραστηριότητα, όπως προκύπτει από τις εξαγόμενες τιμές. Πιο συγκεκριμένα, οι υψηλότερες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΙΗΕ), συγκριτικά με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ), σε συνδυασμό με τα διανύσματα της διεύθυνσής της, τα οποία είναι κάθετα στα αντίστοιχα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ), υποδεικνύουν τη δράση ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης ρηξιγενών ζωνών στο δυτικό και κεντρικό τμήμα. Κατά αντίστοιχο τρόπο, στο νοτιοανατολικό τμήμα της Ηπείρου υποδεικνύεται η παρουσία Β – Ν έως ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης, ρηξιγενών ζωνών.

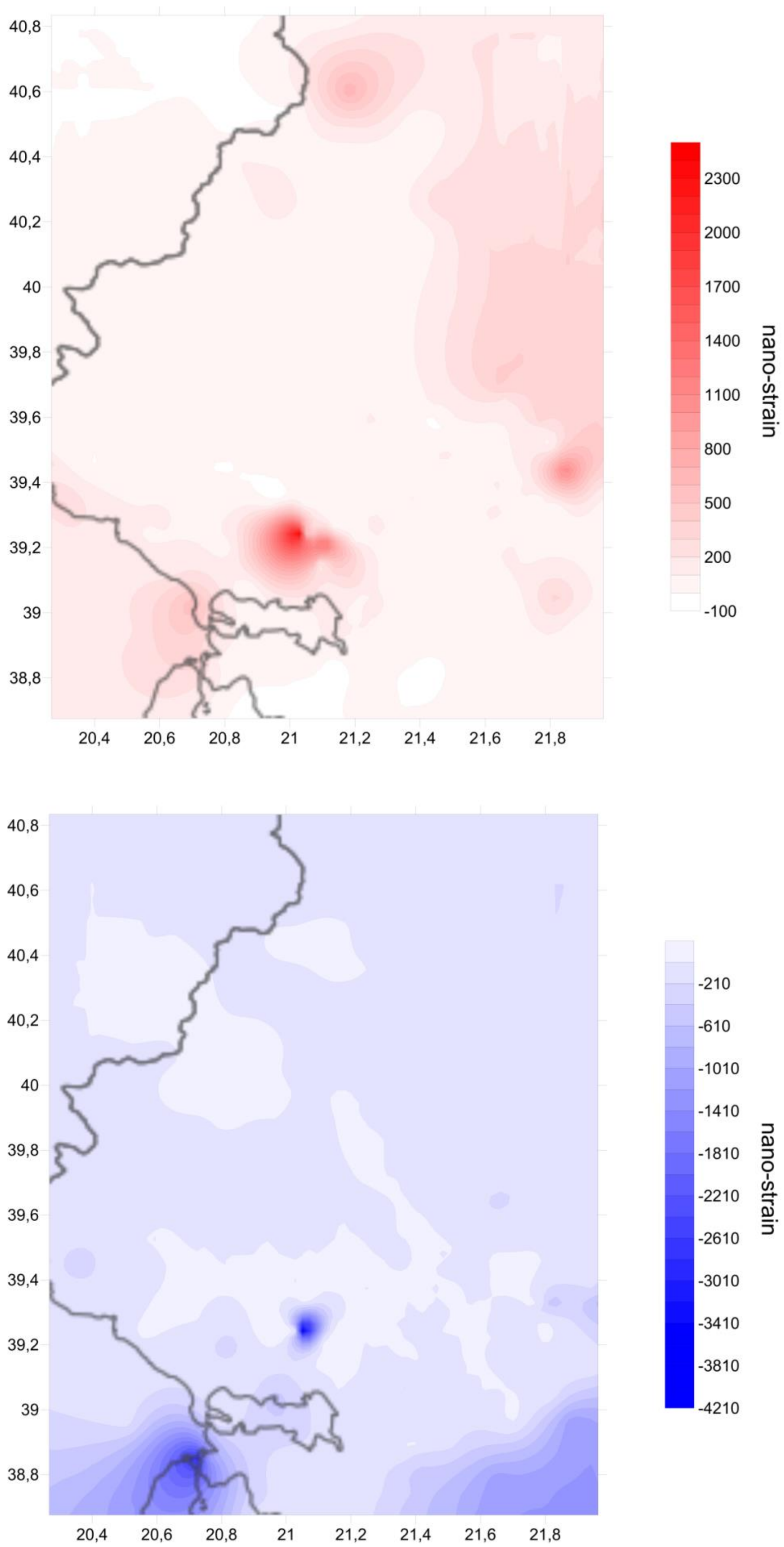


Εικόνα 6.2.5.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή της Ηπείρου.

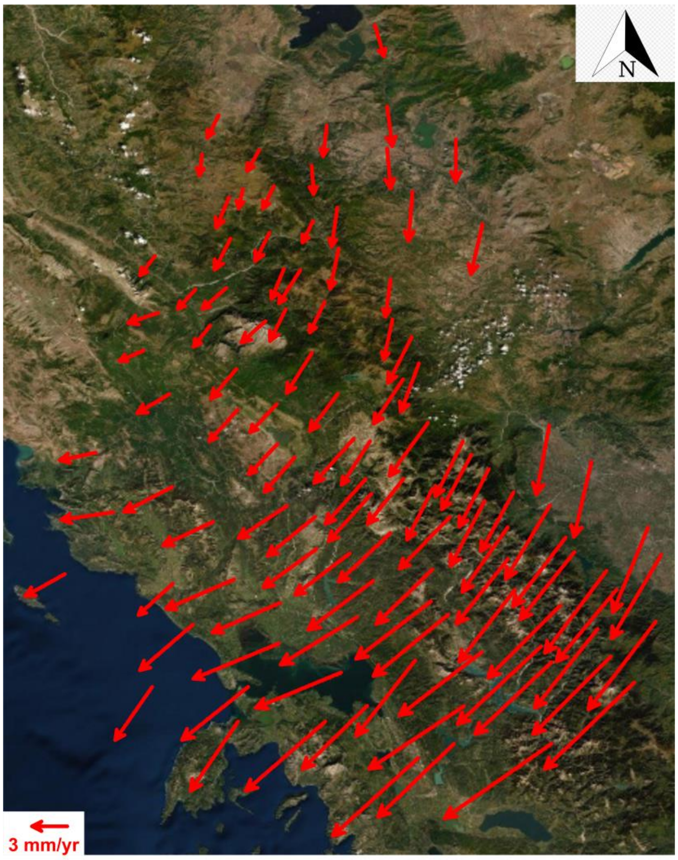
Η δεύτερη εξεταζόμενη παράμετρος της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV), η οποία σχετίζεται με την κίνηση και κατ' επέκταση με τον τρόπο που εξελίσσεται γεωτεκτονικά μία περιοχή, υπολογίστηκε για τα 374 κεντροειδή της περιοχής της Ηπείρου, παρουσιάζοντας ένα εύρος τιμών μεταξύ 2,10 και 11,80 χιλιοστών/έτος.

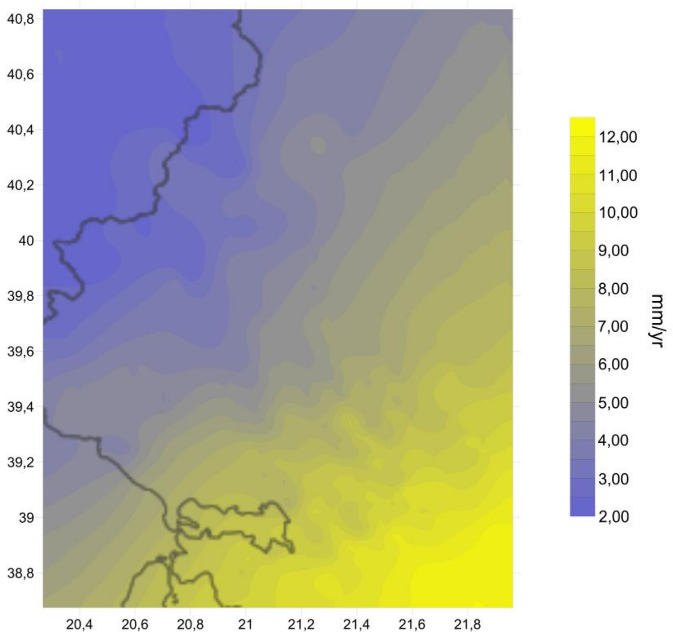
Τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα για την περιοχή της Ηπείρου (Εικόνα 6.2.5.4 – πάνω) χαρακτηρίζονται από μία επικρατούσα ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής, η οποία βρίσκεται σε συμφωνία με τις αντίστοιχες διευθύνσεις των διανυσμάτων των περιοχών που εξετάστηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια, ενώ στο βορειότερο τμήμα της περιοχής, τα διανύσματα παρουσιάζουν μία Β – Ν διεύθυνση. Η μέση τιμή του αζιμούθιου των διανυσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) υπολογίστηκε στις 212 μοίρες. Σχετικά με την κατανομή του συνόλου των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.5.4 – κάτω), οι χαμηλότερες τιμές εντοπίζονται στο βόρειο – βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής, ενώ οι υψηλότερες τιμές παρατηρούνται στο νότιο – νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής της Ηπείρου.

Η ανάλυση των αποτελεσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) παρουσιάζουν μία γενική εικόνα Β – Ν διεύθυνσης των διανυσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) του βορειότερου τμήματος της περιοχής της Ηπείρου, η οποία σταδιακά μεταβάλλεται σε ΒΑ – ΝΔ, υποδεικνύοντας ουσιαστικά την κίνηση της περιοχής προς το χώρο του Ελληνικού Τόξου, γεγονός το οποίο συμπίπτει με τα αντίστοιχα αποτελέσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) των περιοχών που αναλύθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια.



Εικόνα 6.2.5.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ηπείρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 374 διαφορετικών τιμών.





Εικόνα 6.2.5.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή της Ηπείρου (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ηπείρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 374 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Η παράμετρος της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) αποτελεί ένα δείκτη της διάτμησης μίας περιοχής, η οποία σχετίζεται κυρίως με την εφελκυστική τεκτονική που οφείλεται στη δράση ενεργών ρηξιγενών δομών. Λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 374 διαφορετικών τριγώνων της περιοχής της Ηπείρου, υπολογίστηκε η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) για το καθένα από αυτά. Πιο συγκεκριμένα, το εύρος της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) για την περιοχή της Ηπείρου κυμαίνεται μεταξύ 2,7777 και 4419,0288 nano-strain.

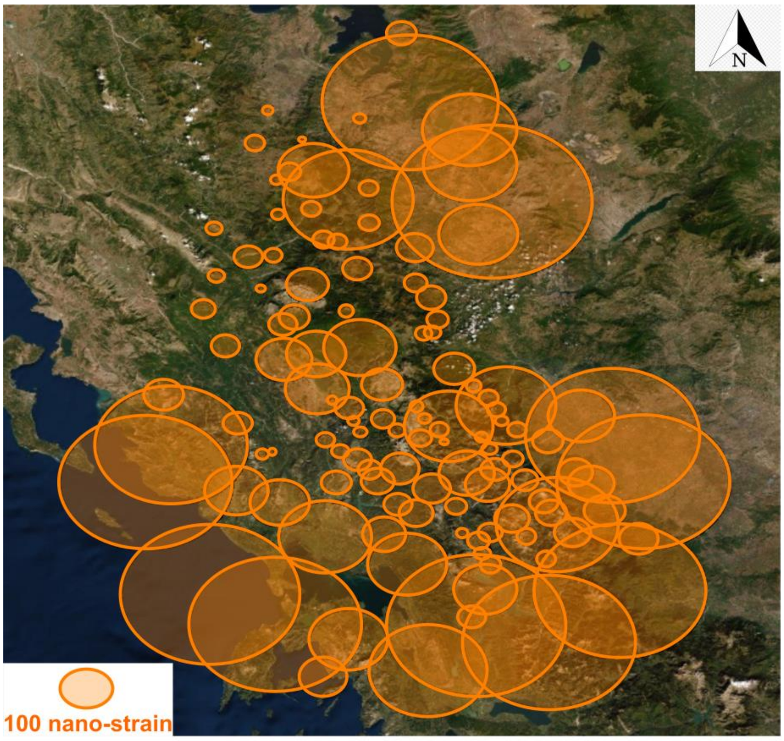
Στην Εικόνα 6.2.5.5 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), οι οποίες χαρακτηρίζονται από αρκετά χαμηλές τιμές, συγκριτικά με τις αντίστοιχες του νότιου τμήματος του ελληνικού χώρου. Πιο συγκεκριμένα, οι πιο υψηλές τιμές στην περιοχή εντοπίζονται κυρίως στην ευρύτερη περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, γεγονός το οποίο αναλύθηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο, καθώς και στην περιοχή που εκτείνεται ανατολικά – βορειοανατολικά του. Στο δυτικό και κεντρικό τμήμα της Ηπείρου, παρατηρείται μία συγκέντρωση ιδιαίτερα χαμηλών τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), η οποία είναι η αντιπροσωπευτικότερη, καθώς καλύπτει το μεγαλύτερο τμήμα της Ηπείρου. Επιπρόσθετα, σχετικά υψηλές τιμές παρατηρούνται και στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα της Ηπείρου, οι οποίες ωστόσο θα ληφθούν υπόψη αθροιστικά και με τις αντίστοιχες της Δυτικής Μακεδονίας σε επόμενο υποκεφάλαιο. Η κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.5.5 – κάτω) επιβεβαιώνει ουσιαστικά της παραπάνω παρατηρήσεις. Ειδικότερα, εντοπίζεται μία συγκέντρωση μία συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, ενώ ταυτόχρονα παρατηρούνται αξιοσημείωτες τιμές σε ολόκληρο το ανατολικό τμήμα της Ηπείρου και ιδιαίτερα στο νοτιοανατολικό. Ωστόσο, στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής της Ηπείρου (κεντρικό και δυτικό τμήμα) επικρατούν οι αρκετά χαμηλές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), οι οποίες φαίνεται ότι συνεχίζονται στο εσωτερικό της Αλβανίας.

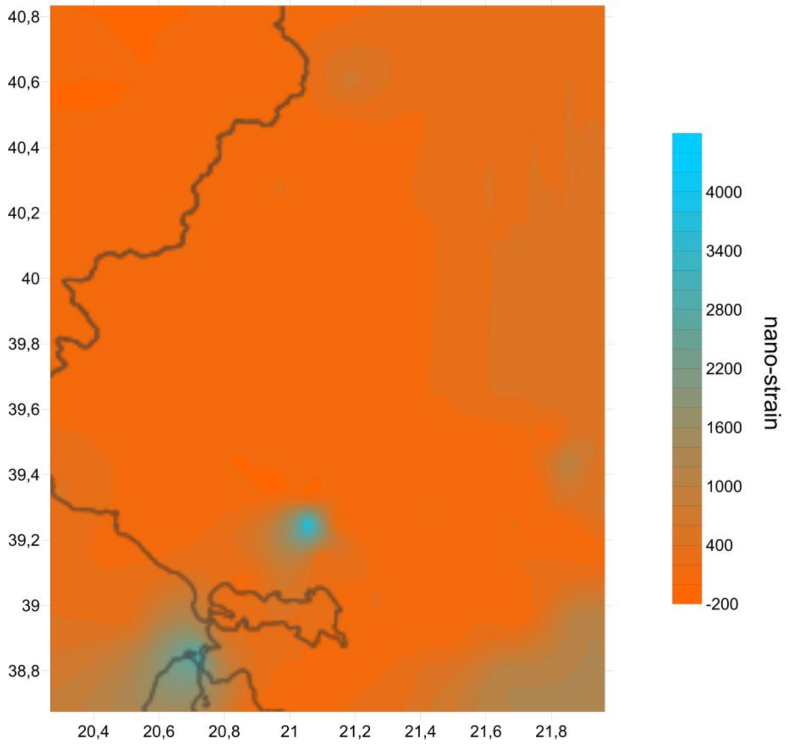
Η ανάλυση των αποτελεσμάτων της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύουν την παρουσία εφελκυστικής τεκτονικής δραστηριότητας στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, καθώς και στην περιοχή που εκτείνεται ανατολικά – βορειοανατολικά του. Με εξαίρεση τις προαναφερόμενες περιοχές του νότιου τμήματος της Ηπείρου, καθώς και ένα τμήμα της βορειοανατολικής Ηπείρου (και της

Δυτικής Μακεδονίας), το υπόλοιπο τμήμα της Ηπείρου χαρακτηρίζεται από εξαιρετικά χαμηλές τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σχεδόν μηδενικές, γεγονός το οποίο υποδεικνύει την απουσία εφελκυσμού και κατ' επέκταση των συνδεόμενων με εφελκυσμό ρηξιγενών δομών στη συγκεκριμένη περιοχή.

Με την εκτίμηση της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) προσδιορίζεται η διαστολή ή η συστολή μίας εξεταζόμενης περιοχής, συμβάλλοντας καθοριστικά στην εκτίμηση του τεκτονικού καθεστώτος. Πιο συγκεκριμένα, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) υπολογίστηκε για το σύνολο των 374 διαφορετικών τριγώνων της περιοχής της Ηπείρου, για την οποία προέκυψε ότι η μικρότερη και η μεγαλύτερη λαμβανόμενη τιμή είναι -3999,9263 και 2513,9700 nano-strain, αντίστοιχα.

Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.5.6 – πάνω) υποδεικνύον γενικότερα τη συνύπαρξη διαστολής – συστολής στην περιοχή της Ηπείρου. Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή του Αμβρακικού αλλά και στο ανατολικό – βορειοανατολικό του τμήμα παρουσιάζεται η σημαντικότερη εμφάνιση υψηλών τιμών Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), τόσο διαστολής όσο και συστολής. Ωστόσο, οι τιμές της συστολής φαίνεται ότι είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της διαστολής. Αντίστοιχη εικόνα συνύπαρξης διαστολής – συστολής παρατηρείται και στην περιοχή του βορειότερου τμήματος της Ηπείρου, στο οποίο τιμές της διαστολής είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της συστολής. Στο δυτικό και κεντρικό τμήμα της περιοχής παρατηρείται, ομοίως συνύπαρξη διαστολής – συστολής, με τις τιμές της συστολής να είναι σαφώς υψηλότερες. Στην Εικόνα 6.2.5.6 (κάτω), όπου παρουσιάζεται η κατανομή του συνόλου των εξεταζόμενων σημείων, παρατηρείται, εκτός από την παρουσία πολύ υψηλών τιμών διαστολής και συστολής στην ευρύτερη περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, η συνύπαρξη χαμηλών – μέτριων τιμών διαστολής με αρκετά υψηλότερες τιμές συστολής στην περιοχή ανατολικά – βορειοανατολικά του Αμβρακικού κόλπου. Επιπρόσθετα, στο βορειότερο τμήμα της περιοχής εντοπίζεται μία αξιοσημείωτη συγκέντρωση τιμών διαστολής, οι οποίες είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της συστολής. Ωστόσο, το σημαντικότερο στοιχείο που αποκαλύπτεται από την κατανομή των αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) είναι η σαφής επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής στο κεντρικό και δυτικό τμήμα της Ηπείρου, παρά το γεγονός ότι οι τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) στη συγκεκριμένη περιοχή είναι ιδιαίτερα χαμηλές (σχεδόν μηδενικές).





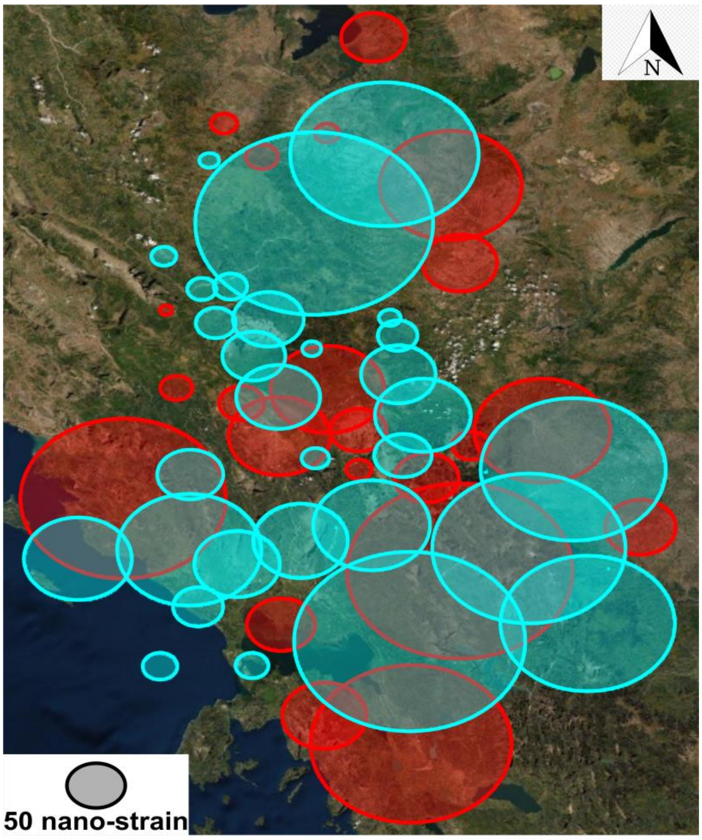
Εικόνα 6.2.5.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή της Ηπείρου (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ηπείρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 374 διαφορετικών τιμών (κάτω).

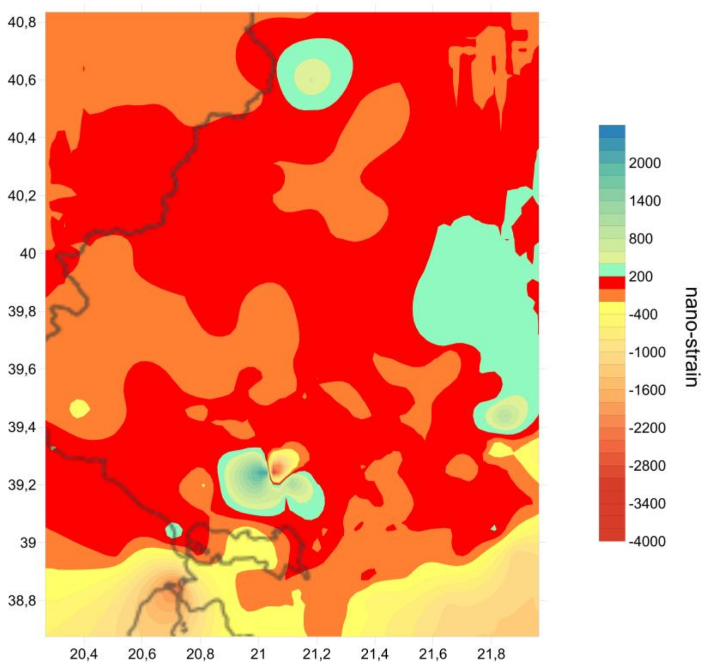
Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) για την περιοχή τη Ηπείρου, υποδεικνύουν σε ένα μεγάλο τμήμα τη συνύπαρξη διαστολής – συστολής, γεγονός το οποίο συνδέεται με τη δράση ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Πράγματι, σε προηγούμενο υποκεφάλαιο, στο οποίο εξετάστηκε η περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, προέκυψε κατά την ανάλυση των παραμέτρων το γεγονός ότι στη συγκεκριμένη περιοχή δρουν πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Το γεγονός αυτό προέκυψε λόγω: 1) της ταυτόχρονης παρουσίας διαστολής – συστολής, με τις τιμές συστολής να είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της διαστολής, 2) των σχετικά υψηλών τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), η οποία υποδεικνύει εφελκυσμό και κατά συνέπεια η συμπίεση οφείλεται σε ρηξιγενείς δομές οριζόντιας μετατόπισης, καθώς αποκλείεται τόσο η δράση ανάστροφων ρηγμάτων, όσο και η δράση κανονικών ρηγμάτων λόγω της σημαντικής παρουσία και επικράτησης της συστολής και 3) του γεγονότος ότι οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι χαμηλότερες από τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Όμοια εικόνα, αλλά με χαμηλότερες τιμές των παραμέτρων παρουσιάζεται στην περιοχή ανατολικά – βορειοανατολικά του Αμβρακικού κόλπου, γεγονός το οποίο υποδεικνύει την παρουσία πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Η παρουσία των συγκεκριμένων ρηξιγενών ζωνών φαίνεται ότι δε σχετίζεται με τις αντίστοιχες του Αμβρακικού κόλπου, ενώ αντιθέτως παρουσιάζουν ομοιότητες με τις αντίστοιχες που αναπτύσσονται στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας, οι οποίες αναλύθηκαν σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Συνεπώς, οι πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής ανατολικά – βορειοανατολικά του Αμβρακικού κόλπου είναι πιθανό να αποτελούν προέκταση ή τμήμα των ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης που αναπτύσσονται στην περιοχή της Θεσσαλίας. Όσον αφορά το κεντρικό και το δυτικό τμήμα της Ηπείρου, παρατηρείται η συντριπτική επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής, με την πλειοψηφία των τιμών, ωστόσο, να είναι αρκετά χαμηλές (προσεγγίζουν το μηδέν). Παρόλα αυτά, εντοπίζονται ορισμένα τμήματα της συγκεκριμένης περιοχής με αξιοσημείωτη συμπίεση. Το συγκεκριμένο γεγονός, σε συνδυασμό με τις ιδιαίτερα χαμηλές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), οι οποίες σχετίζονται με την πολύ περιορισμένη παρουσία θραυσιγενούς τεκτονικής, καθώς επίσης και με την επικράτηση των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) έναντι των αντίστοιχων της Μέγιστης

Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), οδηγεί στο συμπέρασμα ότι στην περιοχή δρουν κυρίως ανάστροφα ρήγματα, τα οποία σύμφωνα με τα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) χαρακτηρίζονται από μία ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξη.

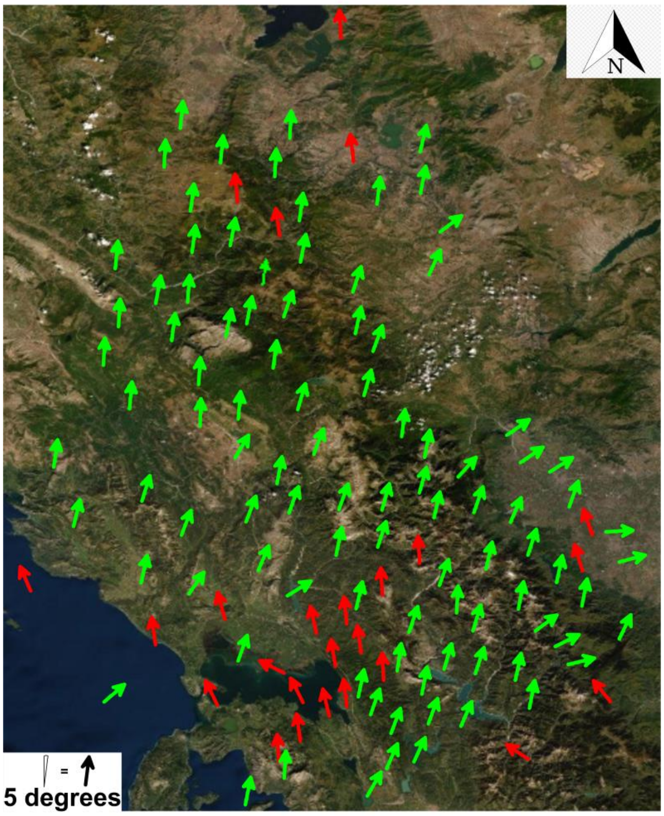
Η Περιστροφή (Rot) αποτελεί την τελευταία εξεταζόμενη παράμετρο της περιοχής της Ηπείρου, η οποία υπολογίστηκε κατά την κατασκευή του μοντέλου της περιόδου των 5 εκατομμυρίων ετών, έχοντας ως αποτέλεσμα την ανάδειξη τόσο αριστερόστροφων όσο και δεξιόστροφων περιστροφών. Ειδικότερα, η μέγιστη (αριστερόστροφη) εξαγόμενη τιμή περιστροφής για το σύνολο των 374 διαφορετικών κεντροειδών εκτιμήθηκε ότι είναι 294 μοίρες, ενώ η αντίστοιχη ελάχιστη (δεξιόστροφη) τιμή είναι -124 μοίρες.

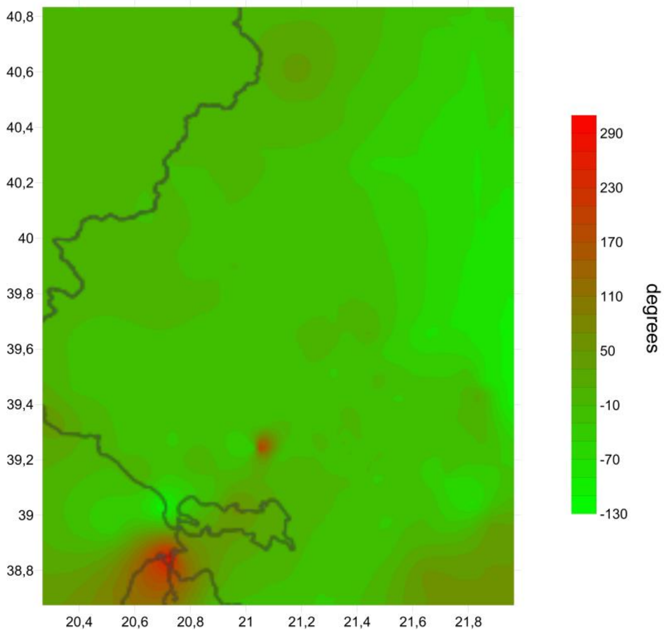
Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιστροφής (Rot) (Εικόνα 6.2.5.7 – πάνω) για την περιοχή της Ηπείρου υποδεικνύουν την επικράτηση των δεξιόστροφων περιστροφών στη συγκεκριμένη περιοχή, ενώ ταυτόχρονα εντοπίζεται η συστηματική παρουσία ορισμένων αριστερόστροφων περιστροφών στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, καθώς και ένας περιορισμένος αριθμός στην περιοχή ανατολικά – βορειοανατολικά του Αμβρακικού κόλπου και στο βορειότερο τμήμα της Ηπείρου. Στην Εικόνα 6.2.5.7 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των Περιστροφών (Rot), με βάση την εφαρμογή της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging), από την οποία προκύπτει μία αξιοσημείωτη συγκέντρωση αριστερόστροφων περιστροφών στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, καθώς επίσης και στο βορειότερο τμήμα της Ηπείρου, επιβεβαιώνοντας τις παραπάνω παρατηρήσεις. Επιπρόσθετα, η κατανομή υποδεικνύει την παρουσία αριστερόστροφων περιστροφών στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής της Ηπείρου. Σχετικά με τις δεξιόστροφες Περιστροφές (Rot), η κατανομή παρουσιάζει την επικράτησή τους στην περιοχή της Ηπείρου, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μία αύξηση των τιμών τους στο ανατολικότερο τμήμα.





Εικόνα 6.2.5.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή της Ηπείρου (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ηπείρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 374 διαφορετικών τιμών (κάτω).

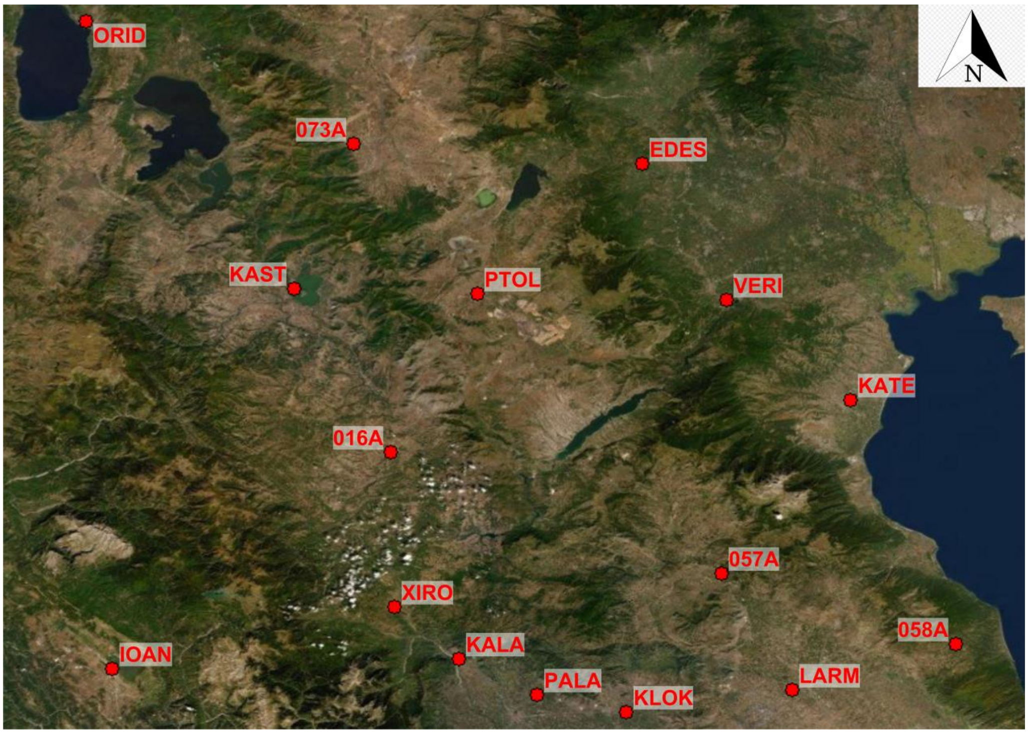




Εικόνα 6.2.5.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή της Ηπείρου (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ηπείρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 374 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.6. Δυτική Μακεδονία

Η περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας καταλαμβάνει το βορειοδυτικό τμήμα του ελληνικού χώρου και πιο συγκεκριμένα εκτείνεται ανατολικά της Ηπείρου και βόρεια της Θεσσαλίας. Στην ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας περιλαμβάνονται 16 μόνιμοι σταθμοί GPS/GNSS του δικτύου, οι οποίοι καταγράφουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για τη συγκεκριμένη περιοχή (Εικόνα 6.2.6.1). Λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών πραγματοποιήθηκε η κατασκευή 199 διαφορετικών τριγώνων, με βάση την εφαρμογή της μεθόδου του τριγωνισμού, ενώ για το κάθε ένα από αυτά υπολογίστηκε η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, η Συνολική Ταχύτητα (TV), η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) και η Περιστροφή (Rot), ενώ σημειώνεται ότι η περίοδος καταγραφής περιλαμβάνει την περίοδο 2008 – 2014, με την καταγραφή των δεδομένων του κάθε σταθμού GPS/GNSS να πραγματοποιείται ανά 30 δευτερόλεπτα, ενώ το σύστημα αναφοράς που χρησιμοποιείται είναι το ‘European Terrestrial Reference System 2000 – ETRF2000’, το οποίο θεωρεί ως σταθερή την Ευρασιατική πλάκα.

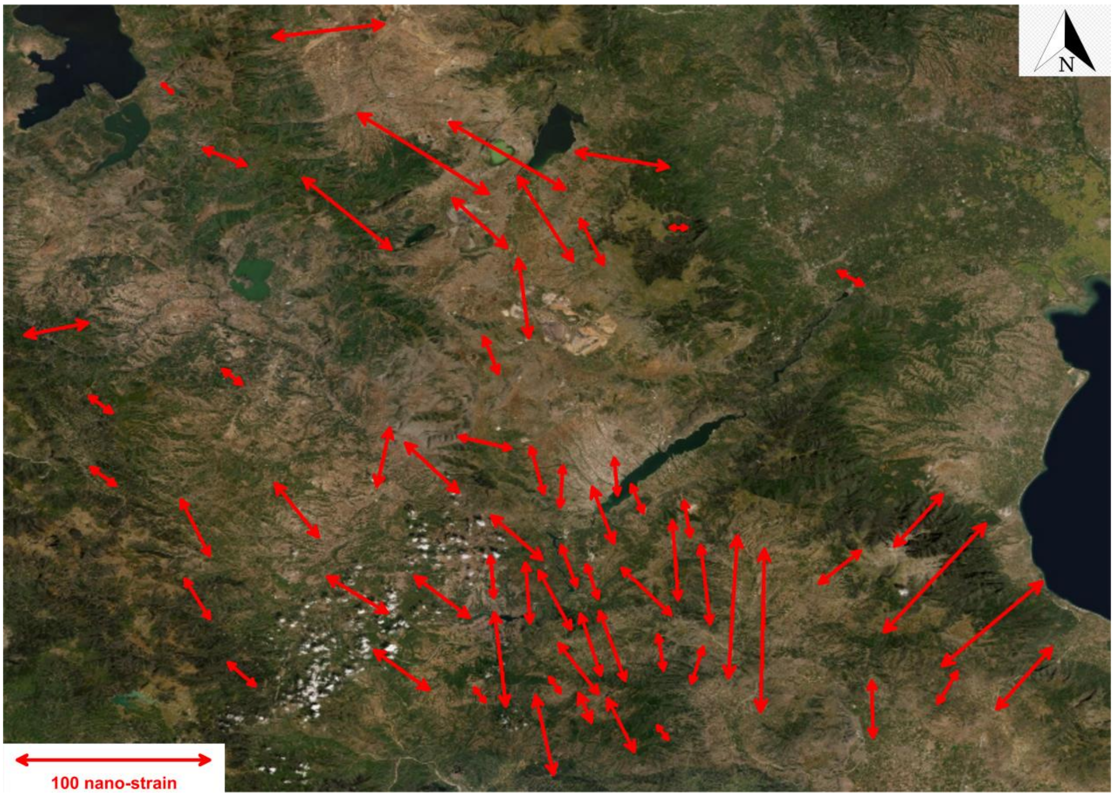


Εικόνα 6.2.6.1. 16 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας.

Η πρώτη εξεταζόμενη παράμετρός είναι η Οριζόντια Έκταση (Μέγιστη – MAHE και Ελάχιστη – MIHE), η οποία εκτιμήθηκε για το σύνολο των 199 τριγώνων της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας. Ειδικότερα, για τη σχετιζόμενη με εκτατικά φαινόμενα Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE), το εύρος των τιμών της κυμαίνεται μεταξύ 1,2317 και 1036,8687 nano-strain, ενώ αντίστοιχα για την Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE), η οποία σχετίζεται με συμπίεση, οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ -363,5733 και 33,1945 nano-strain.

Στην Εικόνα 6.2.6.2 παρουσιάζονται τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, η οποία γενικότερα φαίνεται να χαρακτηρίζεται από αρκετά χαμηλές τιμές. Πιο συγκεκριμένα, τα διανύσματα του νοτιοδυτικού τμήματος της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Γρεβενών) παρουσιάζουν, σε συνέχεια των διανυσμάτων του δυτικού τμήματος της Ηπείρου, μία ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση, η οποία σταδιακά μεταβάλλεται σε ΒΒΔ – ΝΝΑ στο νοτιότερο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Κοζάνης και τμήμα της Βόρειας Θεσσαλίας). Στο νοτιοανατολικότερο τμήμα της περιοχής (περιοχής Πιερίας), το οποίο αποτελεί ουσιαστικά τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας, τα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) παρουσιάζουν ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση. Συνεπώς, σε ολόκληρο το νότιο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας παρατηρείται μία σταδιακή μεταβολή των διανυσμάτων από ΒΔ – ΝΑ σε ΒΑ – ΝΔ. Στο βορειότερο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχές Καστοριάς, Φλώρινας και Πτολεμαΐδας) παρατηρείται μία σαφής ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση των αντιπροσωπευτικότερων διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Η ανάλυση της κατανομής των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.6.3 – πάνω), η οποία προέκυψε κατά την εφαρμογή της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging), υποδεικνύει δύο κύριες συγκεντρώσεις των μέγιστων τιμών. Ειδικότερα, η πρώτη εντοπίζεται στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής, το οποίο ουσιαστικά αποτελεί τμήμα της Βόρειας Θεσσαλίας, ενώ μία αντίστοιχη συγκέντρωση εντοπίζεται στο βορειοδυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή της Φλώρινα). Με εξαίρεση τις περιοχές των δύο προαναφερόμενων συγκεντρώσεων, το υπόλοιπο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας χαρακτηρίζεται από πολύ χαμηλές τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Μία συγκέντρωση, ελαφρώς υψηλότερων τιμών, εντοπίζεται στην περιοχή της Πτολεμαΐδας, ενώ σταδιακή αύξηση εντοπίζεται και στο ανατολικότερο τμήμα της περιοχής, στο οποίο έχει αρχίσει να εκτείνεται η περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Όσον αφορά την κατανομή των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) (Εικόνα 6.2.6.3 – κάτω), σε αντίθεση με τη Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE), εντοπίζονται αρκετές συγκεντρώσεις υψηλών τιμών, σε μία περιοχή που γενικότερα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι ιδιαίτερα χαμηλές προσεγγίζοντας το μηδέν. Πιο συγκεκριμένα, δύο σημαντικές συγκεντρώσεις εντοπίζονται στο δυτικό τμήμα (περιοχή Καστοριάς – Κοζάνης) της Δυτικής Μακεδονίας, ενώ οι περισσότερες εμφανίζονται στο νοτιότερο τμήμα, όπου αρχίζει να εκτείνεται η περιοχή της Βόρειας Θεσσαλίας. Επιπλέον, παρατηρείται μία αξιοσημείωτη αύξηση των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) στο βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής. Γενικότερα, η σύγκριση της κατανομής των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) υποδεικνύει μία ισορροπία μεταξύ τους, λαμβάνοντας παρόμοιες και σε αρκετές περιπτώσεις ακόμη και τις ίδιες τιμές, με ορισμένες τοπικές εξαιρέσεις.

Σχετικά με τα αποτελέσματα της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, αλλά και ευρύτερα (δυτικό τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας και Βόρεια Θεσσαλία) καταγράφεται μία σαφής ισορροπία μεταξύ τους, όπως έχει ήδη αναφερθεί, παρουσιάζοντας ιδιαίτερα χαμηλές τιμές. Ωστόσο, υπάρχουν ορισμένα τμήματα της Δυτικής Μακεδονίας, στα οποία η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) επικρατεί τοπικά, έναντι της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Ειδικότερα, μία τέτοια περιοχή εντοπίζεται στο βορειοδυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Φλώρινας), καθώς επίσης και στο κεντρικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Κοζάνης και Πτολεμαΐδας). Ως εκ τούτου, στην πρώτη περίπτωση (περιοχή Φλώρινας) κατά την οποία επικρατεί η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) φαίνεται ότι δρουν ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης ρηξιγενείς ζώνες, ενώ στην αντίστοιχη δεύτερη περίπτωση (περιοχή Κοζάνης και Πτολεμαΐδας) αναπτύσσονται πιθανότατα ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης ρηξιγενείς ζώνες.

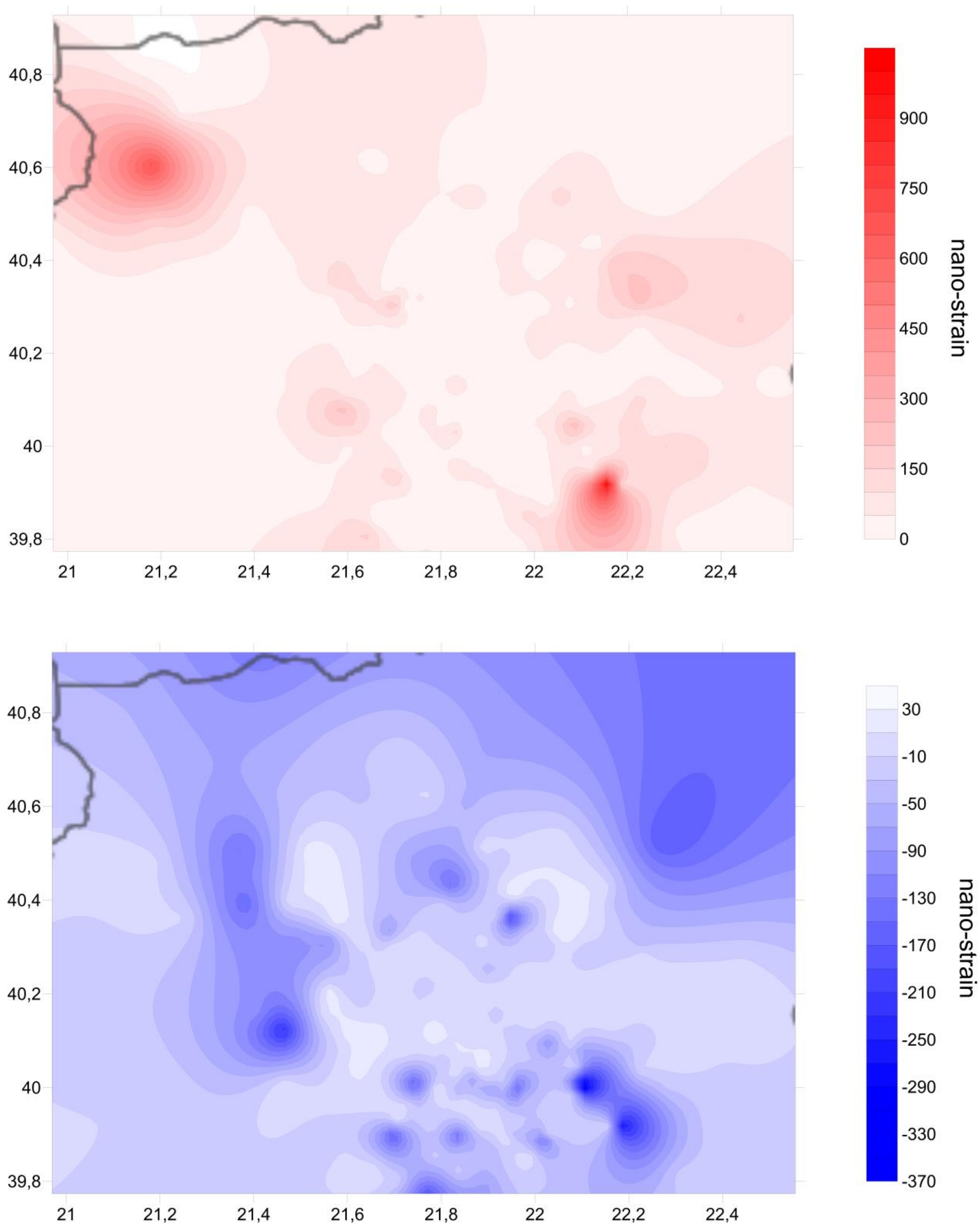


Εικόνα 6.2.6.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας.

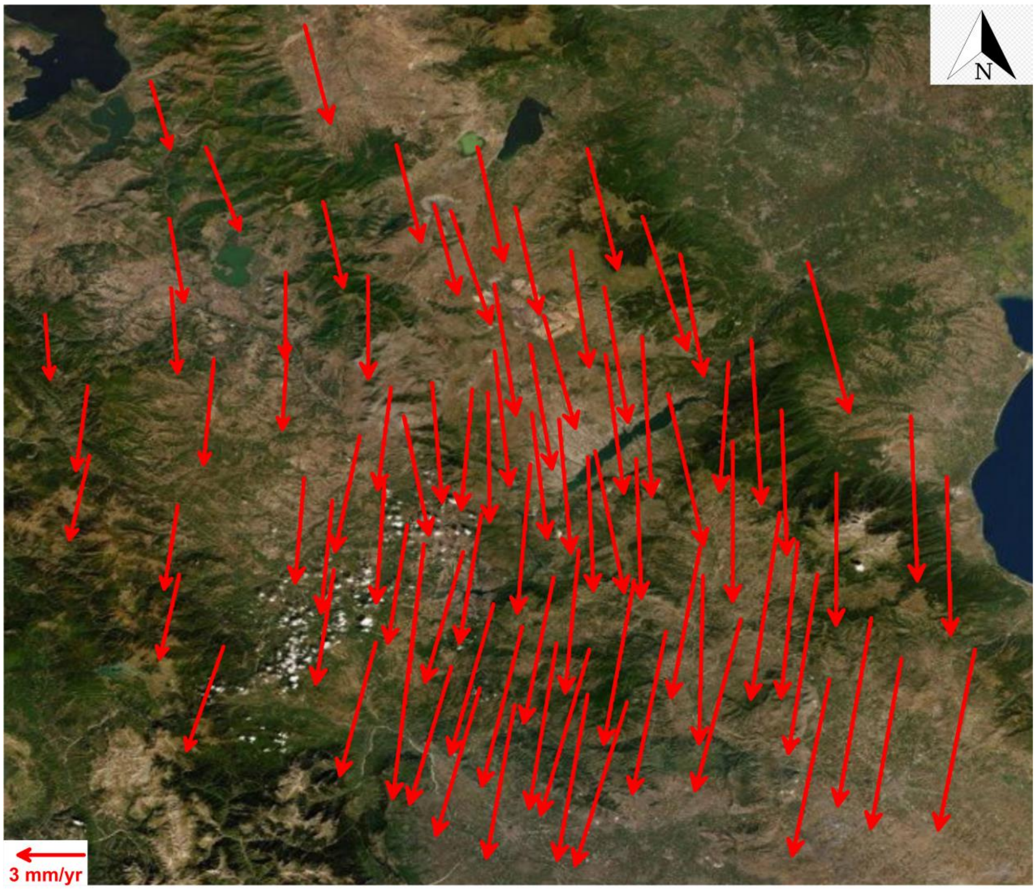
Η Συνολική Ταχύτητα (Total Velocity – TV) αποτελεί τη δεύτερη εξεταζόμενη παράμετρο, η οποία υποδεικνύει το μέγεθος και τη διεύθυνση της κίνησης μίας περιοχής, συμβάλλοντας στην κατανόηση του τρόπου της γεωτεκτονικής εξέλιξης αυτής της περιοχής. Πιο συγκεκριμένα, η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της Συνολικής Ταχύτητας (TV) των 199 τριγώνων της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας είναι 3,10 και 9,30 χιλιοστά/έτος, αντίστοιχα.

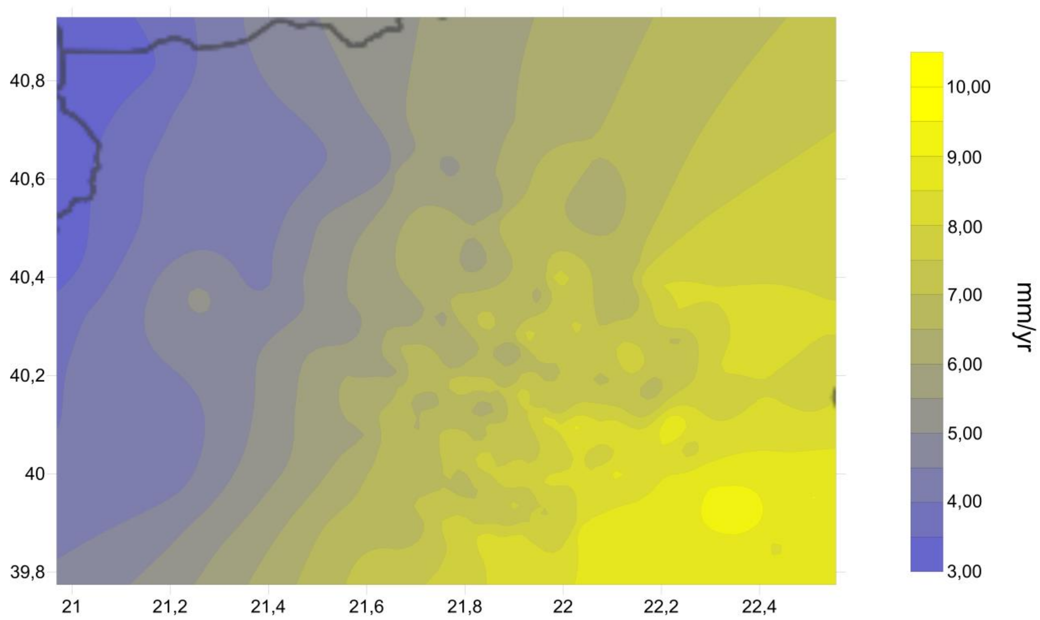
Στην Εικόνα 6.2.6.4 (πάνω) παρουσιάζονται τα αντιπροσωπευτικότερα διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, τα οποία υποδεικνύουν την επικράτηση μίας Β – Ν διεύθυνσης (τοπικά διαφοροποιείται από ΒΒΔ – ΝΝΑ στο βορειότερο τμήμα σε ΒΒΑ – ΝΝΔ στο νοτιότερο τμήμα, αντίστοιχα). Η Συνολική Ταχύτητα (TV) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας διαφοροποιείται σε μεγάλο βαθμό από την αντίστοιχη των περιοχών που αναλύθηκαν σε προηγούμενα υποκεφάλαια. Ωστόσο, η διαφοροποίηση της διεύθυνσης είχα αρχίσει ήδη να παρατηρείται στο βορειότερο τμήμα της Ηπείρου και της Θεσσαλίας, ενώ η εκτιμώμενη μέση τιμή του αζιμούθιου των διανυσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας είναι 182 μοίρες. Όσον αφορά την κατανομή των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.6.4 – κάτω), στο δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας εντοπίζονται οι χαμηλότερες τιμές, οι οποίες σταδιακά αυξάνουν προς τα δυτικά, λαμβάνοντας τις μέγιστες τιμές τους στο ανατολικό – νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής.

Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) υποδεικνύουν μία επικρατούσα Β – Ν διεύθυνση των διανυσμάτων της στο σύνολο της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας. Η συγκεκριμένη διεύθυνση διαφοροποιείται από τις αντίστοιχες των άλλων περιοχών που έχουν εξεταστεί, λόγω του γεγονότος ότι η απόσταση της συγκεκριμένης περιοχής από το χώρο σύγκλισης της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας παρουσιάζει σημαντική αύξηση. Συνεπώς, η συγκεκριμένη διεύθυνση υποδεικνύει την κίνηση της συγκεκριμένης περιοχής προς τα νότια, η οποία θα οδηγήσει σε μείωση της απόστασης από το Ελληνικό Τόξο, ενώ στη συνέχεια αναμένεται να μεταβληθεί η διεύθυνσή της σε ΒΑ – ΝΔ, παρουσιάζοντας παρόμοια εικόνα με την αντίστοιχη των περιοχών που έχουν ήδη αναλυθεί.



Εικόνα 6.2.6.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 199 διαφορετικών τιμών.





Εικόνα 6.2.6.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 199 διαφορετικών τιμών (κάτω).

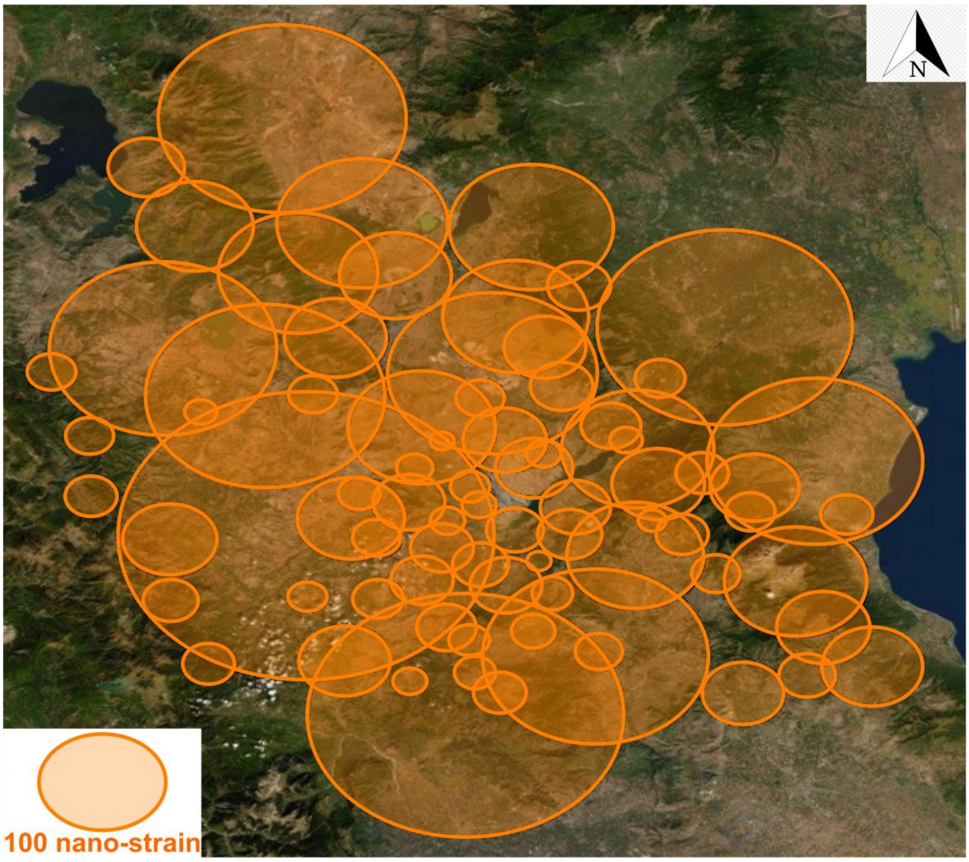
Η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) αποτελεί μία παράμετρο, η οποία σχετίζεται με την εφελκυστική δράση των ρηξιγενών ζωνών που εκδηλώνεται μέσω της διάτμησης. Ειδικότερα, για τα συνολικά 199 κεντροειδή της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας εκτιμήθηκε η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), η οποία λαμβάνει τιμές μεταξύ 2,9171 και 1047,6307 nano-strain.

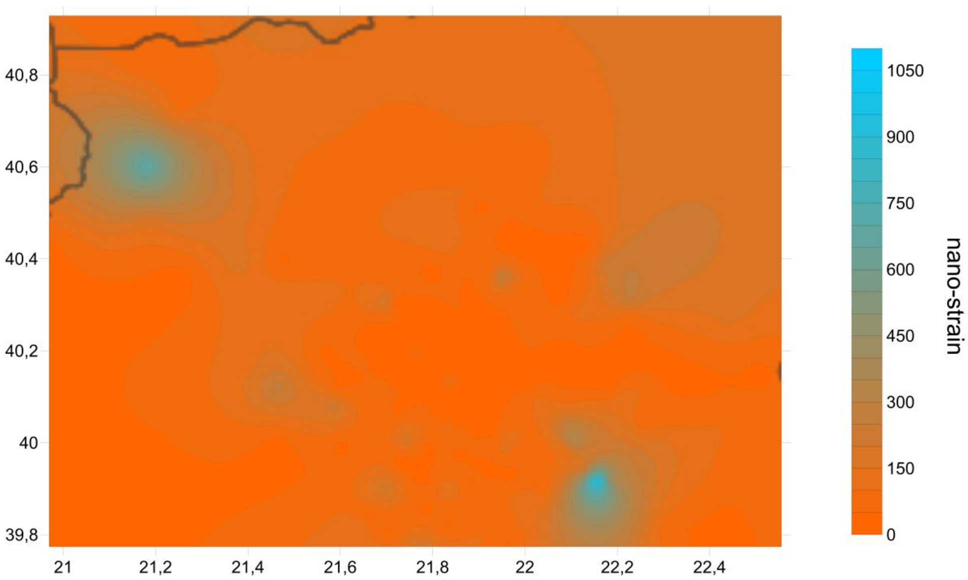
Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.6.5 – πάνω), παρά το γεγονός ότι χαρακτηρίζονται γενικότερα από χαμηλές τιμές, εντούτοις η παρουσία τους είναι σταθερή σε ολόκληρη την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, με τις μηδενικές τιμές να είναι περιορισμένες. Μεταξύ των συγκεκριμένων τιμών, οι υψηλότερες εντοπίζονται στο δυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Καστοριάς – Κοζάνης), στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής (Βόρεια Θεσσαλία), ενώ ορισμένες, σχετικά υψηλές, τιμές καταγράφονται στο βορειοδυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Φλώρινας), καθώς και στο ανατολικότερο τμήμα της περιοχής (περιοχή Πιερίας), όπου ξεκινά να εκτείνεται η Κεντρική Μακεδονία. Στο κεντρικότερο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Κοζάνης – Πτολεμαΐδας) παρατηρείται ένα η επικράτηση χαμηλών – μέτριων τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS). Στην Εικόνα 6.2.6.5 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), βάσει της οποίας προκύπτουν δύο υψηλές συγκεντρώσεις τιμών, οι οποίες συμπίπτουν με τις αντιπροσωπευτικότερες τιμές. Η πρώτη εντοπίζεται στο βορειοδυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Φλώρινας), ενώ η δεύτερη στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής (Βόρεια Θεσσαλία). Επιπρόσθετα, επιβεβαιώνονται οι δύο σημαντικές συγκεντρώσεις υψηλών τιμών στο δυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Καστοριάς – Κοζάνης), καθώς και στο ανατολικότερο τμήμα (περιοχή Πιερίας). Ωστόσο, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στο κεντρικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας παρουσιάζεται η συγκέντρωση ορισμένων υψηλών τιμών και ιδιαίτερα στην περιοχή της Πτολεμαΐδας.

Τα αποτελέσματα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύουν ότι παρά τις χαμηλές τιμές της, η περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας υπόκειται σε μία εφελκυστική τεκτονική, η οποία μπορεί να εκφράζεται τόσο με κανονικά ρήγματα όσο και με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Κατά συνέπεια, στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας περιορίζεται το ενδεχόμενο δράσης ανάστροφων ρηγμάτων, καθώς η παρουσία της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) αποκλείει σε σημαντικό τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής τη δράση συμπιεστικής τεκτονικής.

Κατά τη μελέτη της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) εξετάζεται η διαστολή ή η συστολή μίας εξεταζόμενης περιοχής, οδηγώντας στον προσδιορισμό του τεκτονικού καθεστώτος. Ειδικότερα, στα συνολικά 199 διαφορετικά κεντροειδή της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας, η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) που υπολογίστηκε είναι -327,1053 και 1026,1066 nano-strain, αντίστοιχα.

Στην Εικόνα 6.2.6.6 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), η εξέταση των οποίων υποδεικνύει την κατά τόπους συνύπαρξη διαστολής και συστολής, καθώς επίσης και την επικράτηση της διαστολής σε ένα σημαντικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας. Ειδικότερα, οι σημαντικότερες τιμές διαστολής εντοπίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής (περιοχή Φλώρινας), καθώς και σε ολόκληρο το νοτιότερο – νοτιοανατολικό τμήμα της (περιοχές Κοζάνης, Βόρειας Θεσσαλίας και Πιερίας). Όσον αφορά την παρουσία συστολής, οι κυριότερες τιμές εντοπίζονται δυτικότερο και κεντρικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας, καθώς και στο βορειοανατολικό τμήμα, όπου φαίνεται ότι μεταβάλλεται το τεκτονικό καθεστώς. Ωστόσο, το βορειοανατολικό αυτό τμήμα ανήκει στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας και θα αναλυθεί σε επόμενο υποκεφάλαιο. Η κατανομή του συνόλου των τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.6.6 – κάτω), υποδεικνύει ομοίως την κατά τόπους συνύπαρξη τιμών διαστολής και συστολής στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, καθώς και τη σαφή επικράτηση της διαστολής σε μία μεγάλη έκτασή της. Ειδικότερα, δύο αξιοσημείωτες συγκεντρώσεις, υψηλών τιμών (διαστολή) Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) εντοπίζονται στην περιοχή της Φλώρινας και της Βόρειας Θεσσαλίας. Όσον αφορά τις σημαντικότερες τιμές διαστολής, καταλαμβάνουν το δυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Καστοριάς – Κοζάνης), καθώς και την περιοχή της Βόρειας Θεσσαλίας. Η συγκέντρωση των υψηλών τιμών διαστολής στο βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής θα εξεταστεί σε επόμενο υποκεφάλαιο, όπου θα υπάρχει η δυνατότητα χρήσης περισσότερων δεδομένων. Όσον αφορά το κεντρικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας παρουσιάζεται μία σαφής επικράτηση, χαμηλών τιμών διαστολής, ενώ ταυτόχρονα η παρουσία συστολής είναι σχεδόν μηδενική.





Εικόνα 6.2.6.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 199 διαφορετικών τιμών (κάτω).

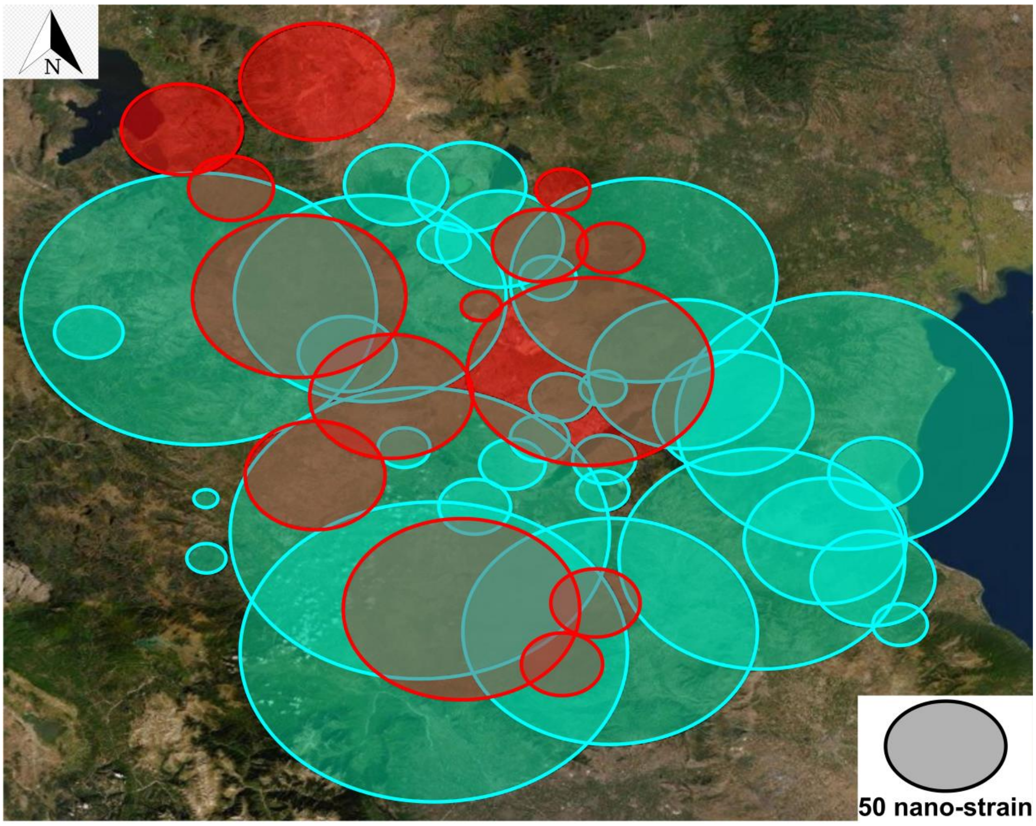
Τα αποτελέσματα της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας υποδεικνύουν, αρχικά, τη σημαντική παρουσία διαστολής στο βορειοδυτικό της τμήμα (περιοχή Φλώρινας). Η επικράτηση της διαστολής στη συγκεκριμένη περιοχή, σε συνδυασμό με τις ιδιαίτερα υψηλές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), καθώς και με τη συνύπαρξη πολύ υψηλών, για τα δεδομένα της περιοχής, τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) και την ταυτόχρονη παρουσία ιδιαίτερα χαμηλών τιμών Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οδηγεί στην εκτίμηση ότι στην περιοχή αυτή δρουν ρηξιγενείς ζώνες κανονικών ρηγμάτων. Οι συγκεκριμένες ρηξιγενείς ζώνες χαρακτηρίζονται από ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξη, σύμφωνα με τα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Στο κεντρικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Κοζάνης – Πτολεμαΐδας) παρατηρείται, ομοίως, η επικράτηση της διαστολής, η οποία ωστόσο λαμβάνει χαμηλές τιμές, ενώ η παρουσία της συστολής είναι πολύ περιορισμένη, λαμβάνοντας ταυτόχρονα (στα ελάχιστα σημεία που εντοπίζεται) σχεδόν μηδενικές τιμές. Η περιορισμένου βαθμού διαστολή της περιοχής είναι σε συμφωνία με τις τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), οι οποίες είναι ομοίως χαμηλές με εξαίρεση την περιοχή της Πτολεμαΐδας και την περιοχή νότια – νοτιοανατολικά της Κοζάνης, όπου παρουσιάζεται σταδιακή αύξησή της. Επιπρόσθετα, με τα προαναφερόμενα αποτελέσματα συμβαδίζουν και τα αντίστοιχα της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης. Ειδικότερα, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) χαρακτηρίζεται από χαμηλές έως μέτριες τιμές, ενώ το πιο αξιοσημείωτο γεγονός είναι οι θετικές τιμές (σχεδόν στο σύνολό τους) της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) της συγκεκριμένης περιοχής. Ως εκ τούτου, ο συνδυασμός των αποτελεσμάτων των προαναφερόμενων παραμέτρων οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το κεντρικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας χαρακτηρίζεται από τη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών, η οποία ωστόσο υπολείπεται της αντίστοιχης στην περιοχή της Φλώρινας. Η παράταξη των συγκεκριμένων ρηξιγενών ζωνών, βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), είναι ΒΑ – ΝΔ στην περιοχή της Πτολεμαΐδας, ενώ νοτιότερα στην περιοχή της Κοζάνης μεταβάλλεται ελαφρώς σε ΒΒΑ – ΝΝΔ. Σχετικά με το δυτικότερο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας, το οποίο συνδυάζεται με το αντίστοιχο ανατολικότερο της Ηπείρου, παρουσιάζεται η συνύπαρξη διαστολής και συστολής, με τις τιμές της συστολής να λαμβάνουν υψηλότερες τιμές από τις αντίστοιχες της διαστολής, ενώ ταυτόχρονα οι τιμές της

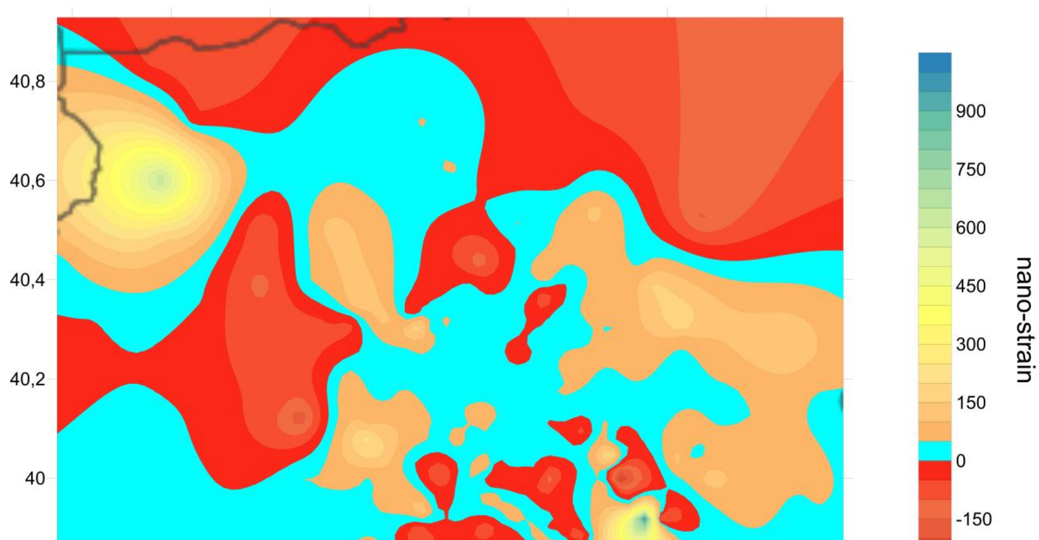
Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) είναι ιδιαίτερα χαμηλές και σε αρκετές περιπτώσεις προσεγγίζουν το μηδέν. Επιπρόσθετα, όσον αφορά τη Μέγιστη (MAHE) και την Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, παρατηρείται το γεγονός ότι οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι παρόμοιες με τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Από το συνδυασμό όλων των παραπάνω αποτελεσμάτων προκύπτει το γεγονός ότι στο δυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας και το ανατολικό τμήμα της Ηπείρου δρουν ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Επιπρόσθετα, το γεγονός ότι οι τιμές της συστολής υπερέχουν έναντι των αντίστοιχων της διαστολής οδηγεί στο συμπέρασμα ότι οι συγκεκριμένες ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης είναι πλάγιας συμπίεσης (transpression). Στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής, όπου εντοπίζεται η Βόρεια Θεσσαλία, παρατηρείται η συνύπαρξη διαστολής – συστολής, με τις τιμές της διαστολής να είναι ιδιαίτερα σημαντικές και αρκετά υψηλότερες από τις αντίστοιχες της διαστολής. Επιπρόσθετα, ομοίως με την περιοχή της Φλώρινας, εντοπίζονται ιδιαίτερα αξιοσημείωτες τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS). Σχετικά με τη Μέγιστη (MAHE) και την Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από την παρουσία αξιοσημείωτων τιμών τόσο Μέγιστης (MAHE) όσο και Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης. Ωστόσο, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) παρουσιάζει σαφώς υψηλότερες τιμές, με τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) να είναι εξίσου σημαντικές. Ως εκ τούτου, στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής (Βόρεια Θεσσαλία) θεωρείται ότι δρουν ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες λόγω των υψηλότερων τιμών διαστολής έναντι των αντίστοιχών της συστολής και των υψηλότερων τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) έναντι των αντίστοιχων της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), χαρακτηρίζονται από πλάγιο εφελκυσμό (transtension). Στο σημείο αυτό πρέπει αν επισημανθεί το γεγονός ότι ανατολικότερα της συγκεκριμένης περιοχής, δηλαδή στην περιοχή της βορειοδυτικής Θεσσαλίας, μεταβάλλεται το τεκτονικό καθεστώς, παρουσιάζοντας ΒΔ – ΝΑ παράταξης κανονικά ρήγματα, όπως αναλύθηκε στο προηγούμενο υποκεφάλαιο.

Η παράμετρος της Περιστροφής (Rot) υπολογίστηκε για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, βάσει της κατασκευής του μοντέλου της περιόδου των 5 εκατομμυρίων ετών. Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της εφαρμογής του προαναφερόμενου μοντέλου περιλαμβάνουν τον προσδιορισμό αριστερόστροφων και δεξιόστροφων περιστροφών. Πιο συγκεκριμένα, για τα 199 διαφορετικά τρίγωνα εκτιμήθηκαν οι τιμές της

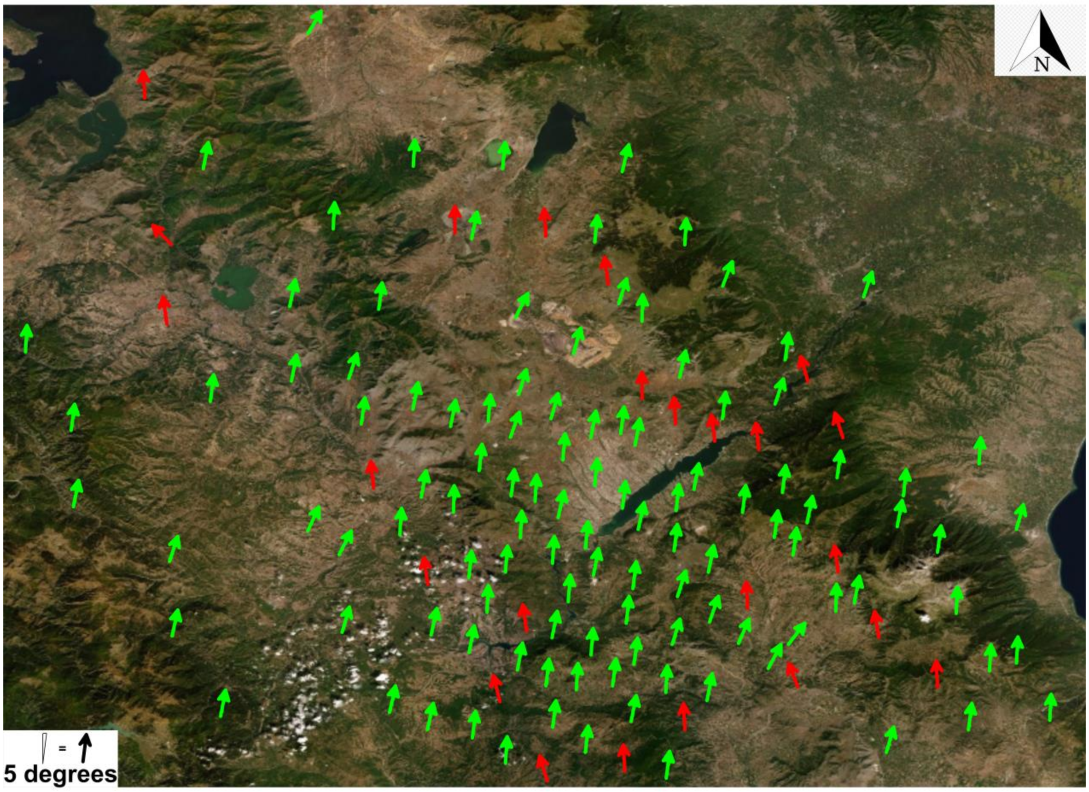
Περιστροφής (Rot), εκ των οποίων η μέγιστη (αριστερόστροφη) τιμή υπολογίστηκε ότι είναι 45 μοίρες, ενώ η αντίστοιχη ελάχιστη (δεξιόστροφη) υπολογίστηκε ότι είναι -58 μοίρες.

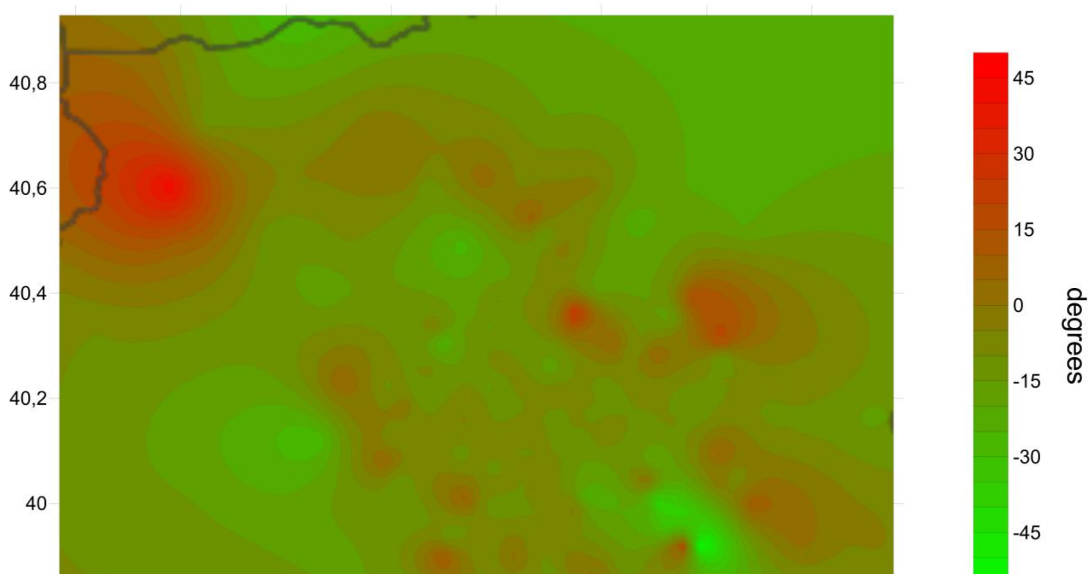
Στην Εικόνα 6.2.6.7 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιστροφής (Rot) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, από την παρατήρηση των οποίων προκύπτει μία γενικότερη επικρατούσα δεξιόστροφη περιστροφή της συγκεκριμένης περιοχής, ενώ παράλληλα εντοπίζεται και μία αξιοσημείωτη παρουσία αριστερόστροφων περιστροφών. Ειδικότερα, η σποραδική παρουσία των αριστερόστροφων περιστροφών εντοπίζεται, αρχικά, στο βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας, ενώ ταυτόχρονα αριστερόστροφες περιστροφές εντοπίζονται και στο νοτιότερο τμήμα (περιοχή Βόρειας Θεσσαλίας). Σχετικά με την πιο συστηματική παρουσία αριστερόστροφων περιστροφών παρουσιάζεται στο νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής (περιοχή Πιερίας) και εκτείνεται μέχρι το βορειότερο, κεντρικό τμήμα (περιοχή Πτολεμαΐδας). Όσον αφορά την κατανομή των Περιστροφών (Rot) (Εικόνα 6.2.6.7 – κάτω), η οποία προέκυψε εφαρμόζοντας τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), η σημαντικότερη αριστερόστροφη συγκέντρωση εντοπίζεται στο βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής (περιοχή Φλώρινας), υποδεικνύοντας την αξιοσημείωτη τεκτονική δραστηριότητα της συγκεκριμένης περιοχής. Οι υπόλοιπες αριστερόστροφες περιστροφές που εντοπίζονται δεν είναι ιδιαίτερα σημαντικές, ενώ η πλειοψηφία τους προσεγγίζει το μηδέν. Γενικότερα, το σύνολο της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας χαρακτηρίζεται από την παρουσία πολύ χαμηλών τιμών περιστροφής, δεξιόστροφων στη συντριπτική τους πλειοψηφία, ενώ τοπικά παρουσιάζονται ορισμένες, αντιθετικές, χαμηλών τιμών αριστερόστροφες περιστροφές.





Εικόνα 6.2.6.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 199 διαφορετικών τιμών (κάτω).





Εικόνα 6.2.6.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 199 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.7. Κεντρική Μακεδονία

Στην περιοχή μεταξύ της Δυτικής Μακεδονίας και της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης εντοπίζεται η περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Ο ευρύτερος χώρος της Κεντρικής Μακεδονίας παρακολουθείται από 20 μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS, οι οποίοι συλλέγουν τα πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα (Εικόνα 6.2.7.1). Ο συνδυασμός των προαναφερόμενων σταθμών οδήγησε στην κατασκευή 428 διαφορετικών τριγώνων, βάσει της εφαρμογής της μεθόδου του τριγωνισμού, ενώ για το κάθε τρίγωνο ξεχωριστά υπολογίστηκαν οι πέντε παράμετροι, οι οποίες έχουν ήδη αναφερθεί σε προηγούμενα υποκεφάλαια. Σχετικά με την περίοδο και τον τρόπο καταγραφής των δεδομένων, καθώς και το σύστημα αναφοράς, είναι επίσης όμοια με τα αντίστοιχα των προηγούμενων υποκεφαλαίων.

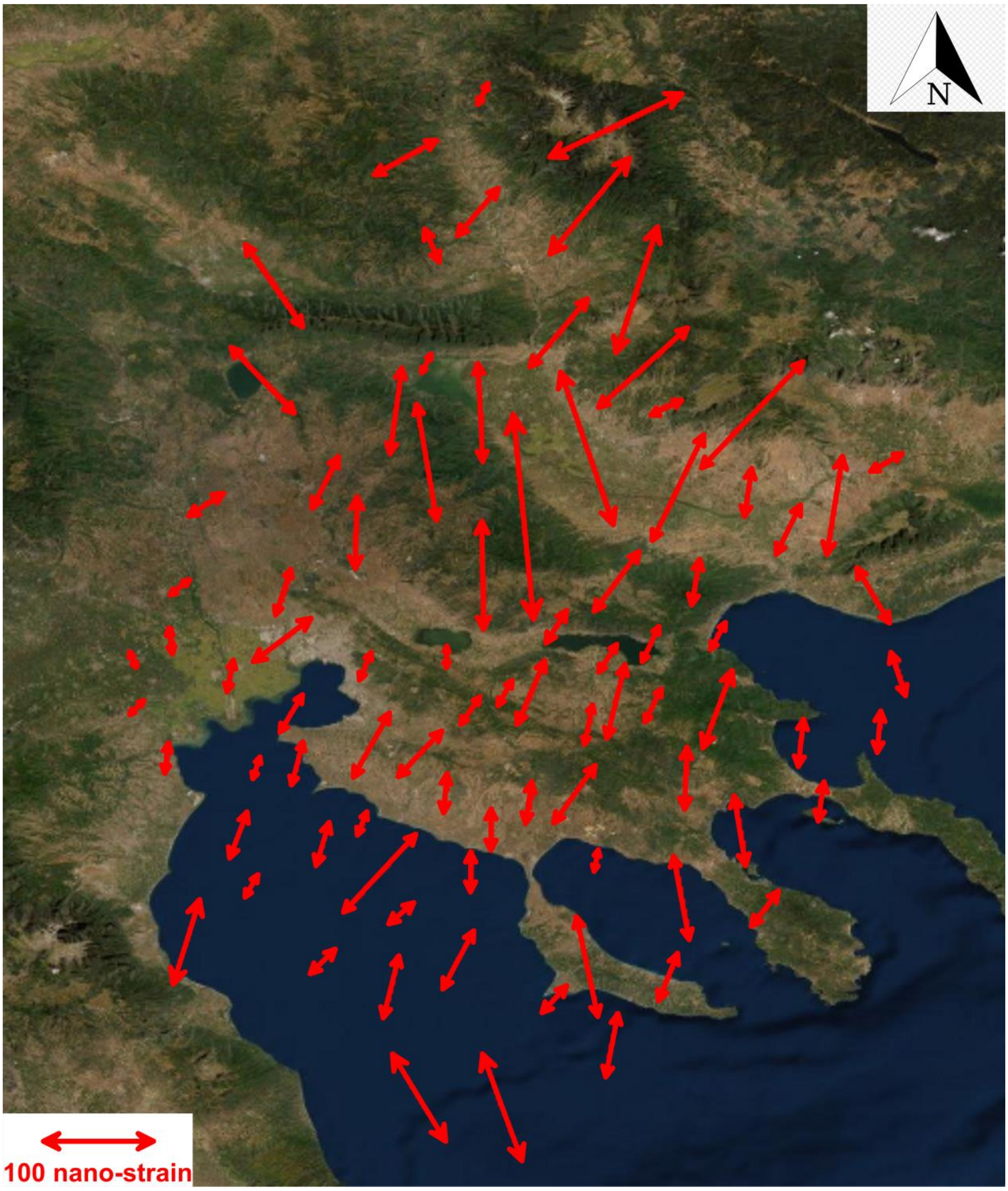
Εικόνα 6.2.7.1. 20 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας.

Αρχικά, για το σύνολο των 428 διαφορετικών τριγώνων της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας υπολογίστηκε η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση. Πιο συγκεκριμένα, οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), η οποία υποδεικνύει την έκταση της περιοχής, κυμαίνονται μεταξύ -6,3850 και 3153,2967 nano-strain, ενώ αντίστοιχα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), η οποία υποδεικνύει συμπίεση της περιοχής, παρουσιάζουν ένα εύρος μεταξύ -1936,4734 και 62,4854 nano-strain.

Τα αντιπροσωπευτικότερα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) (Εικόνα 6.2.7.2) της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας φαίνεται ότι χαρακτηρίζονται από μέτριες – υψηλές τιμές. Ειδικότερα, τα διανύσματα του βορειοδυτικού τμήματος της Κεντρικής Μακεδονίας χαρακτηρίζονται από μία ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνση, η οποία φαίνεται ότι συμβαδίζει αρκετά με το ανατολικότερο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας που αναλύθηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Όσον αφορά το κεντρικό τμήμα (περιοχή Θεσσαλονίκης) της Κεντρικής Μακεδονίας, τα αντιπροσωπευτικότερα διανύσματα χαρακτηρίζονται από μία ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση, η οποία συνεχίζεται και προς τα ανατολικότερα (δυτικό και κεντρικό τμήμα Χαλκιδικής), ενώ σταδιακά μεταβάλλεται σε Β – Ν (ανατολικό τμήμα Χαλκιδικής). Επιπρόσθετα, στο βορειότερο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας (περιοχή Σερρών), τα αντιπροσωπευτικά διανύσματα παρουσιάζουν σημαντικές τιμές, με τη διεύθυνση να έχει μεταβληθεί σε Β – Ν, ενώ στα βορειοδυτικά η διεύθυνση των διανυσμάτων μεταβάλλεται και πάλι σε ΒΑ – ΝΔ. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στον υποθαλάσσιο χώρο, νότια της περιοχής της Χαλκιδικής, τα αντιπροσωπευτικά διανύσματα παρουσιάζουν ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση.

Στην Εικόνα 6.2.7.3 (πάνω) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της κατανομής της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), βασιζόμενα στην εφαρμογή της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging), τα οποία επισημαίνουν τέσσερεις υψηλές συγκεντρώσεις τιμών. Οι τρεις από αυτές βρίσκονται σε κοντινή απόσταση μεταξύ τους και εντοπίζονται στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή των Σερρών. Η τέταρτη, εξίσου σημαντική, συγκέντρωση εντοπίζεται βορειότερα της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας και πιο συγκεκριμένα στο νότιο τμήμα της Βουλγαρίας, ενώ πρέπει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι εξαγόμενες τιμές των παραμέτρων του νότιου τμήματος της Βουλγαρίας οφείλονται στη χρησιμοποίηση τριών σταθμών που είναι τοποθετημένοι στο εσωτερικό της. Όσον αφορά το υπόλοιπο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας, γενικότερα χαρακτηρίζεται από μέτριες έως υψηλές τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), με τις σημαντικότερες από αυτές να εντοπίζονται βορειότερο τμήμα και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή των συνόρων με την Βουλγαρία και την Βόρεια Μακεδονία, ενώ ταυτόχρονα αξιοσημείωτες τιμές εντοπίζονται στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, καθώς και στη χερσόνησο της Κασσάνδρας και τον υποθαλάσσιο χώρο που εκτείνεται στα ανατολικά της. Στην Εικόνα 6.2.7.3 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), η οποία χαρακτηρίζεται από την παρουσία μέτριων κυρίως τιμών, οι οποίες ωστόσο είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Ειδικότερα, η σημαντικότερη συγκέντρωση υψηλών τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) εντοπίζεται βόρεια της Θεσσαλονίκης (περιοχή Κιλκίς), ενώ ταυτόχρονα συγκεντρώσεις υψηλών τιμών εντοπίζονται στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας (περιοχή Σερρών), στο νότιο τμήμα της Βουλγαρίας και στην περιοχή των συνόρων με την Βόρεια Μακεδονία. Επιπρόσθετα, αξιοσημείωτες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) εντοπίζονται ανατολικά της περιοχής της Θεσσαλονίκης, καθώς επίσης στη χερσόνησο της Κασσάνδρας

Ως προς την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, παρατηρείται μία γενικότερη επικράτηση των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) έναντι των αντίστοιχων της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Παρά το γεγονός της επικράτησης των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι επίσης σημαντικές. Επιπρόσθετα, ένα αξιοσημείωτο χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι οι συγκεντρώσεις των υψηλών τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) συμπίπτουν σε μεγάλο βαθμό με τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), γεγονός το οποίο αποτελεί σημαντική ένδειξη για την ανάλυση του τεκτονικού καθεστώτος της Κεντρικής Μακεδονίας. Επιπλέον, η ανάλυση των αντιπροσωπευτικών διανυσμάτων της περιοχής υποδεικνύουν, σχεδόν για το σύνολο της ευρύτερη περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας, τη δράση ΒΔ – ΝΑ έως ΔΒΔ – ΑΝΑ ρηξιγενών ζωνών.



Εικόνα 6.2.7.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας.

Η παράμετρος της Συνολικής Ταχύτητας (TV), βάσει της οποίας εκτιμάται η κίνηση (διεύθυνση και μέγεθος) μίας περιοχής, οδηγώντας στην ερμηνεία της γεωτεκτονικής της εξέλιξης, υπολογίστηκε για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Ειδικότερα, το εύρος των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) των συνολικά 428 κεντροειδών κυμαίνεται μεταξύ 2.10 και 10,80 χιλιοστών/έτος.

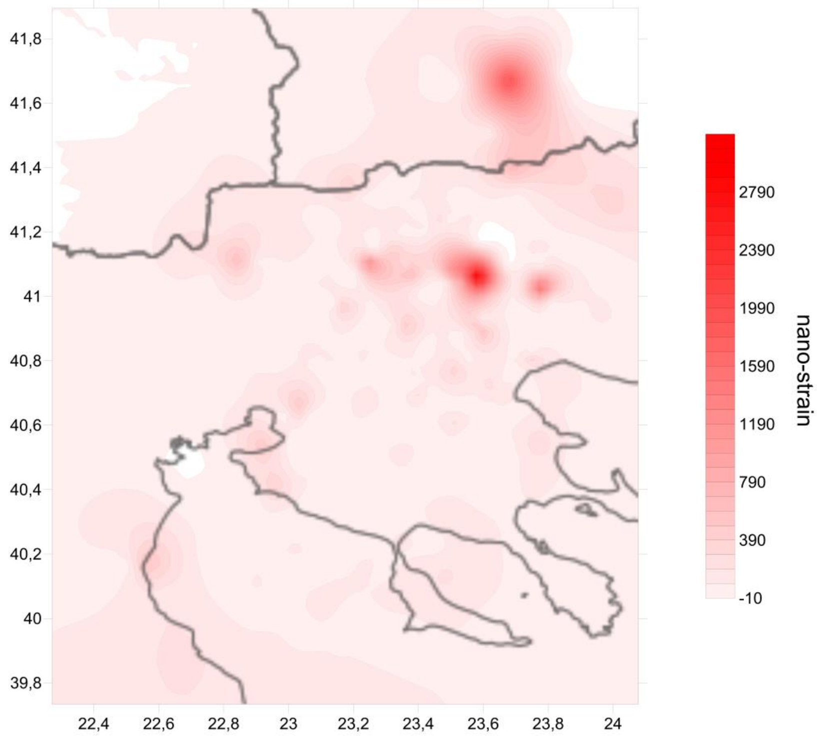
Τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.7.4 – πάνω) υποδεικνύουν μία επικρατούσα Β – Ν διεύθυνση στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, η οποία παρουσιάζει μία σταδιακή μεταβολή της διεύθυνσής της σε ΒΔ – ΝΑ στο βορειότερο τμήμα της, ενώ η μέση τιμή του αζιμούθιου των διανυσμάτων της είναι 165 μοίρες. Γενικότερα, τα διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) της Κεντρικής Μακεδονίας παρουσιάζουν παρόμοια μορφή με τα αντίστοιχα της Δυτικής Μακεδονίας, ενώ διαφοροποιούνται σημαντικά, τόσο ως προς τη διεύθυνση όσο και ως προς το μέγεθος, σε σχέση με αυτά που αναπτύσσονται στο κεντρικό και νότιο τμήμα του ελληνικού χώρου, τα οποία αναλύθηκαν στα προηγούμενα υποκεφάλαια. Στην Εικόνα 6.2.7.4 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV), η οποία υποδεικνύει την παρουσία των χαμηλότερων τιμών στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας, ενώ σταδιακά παρατηρείται μία σημαντική αύξησή τους προς τα νότια, λαμβάνοντας τις υψηλότερες τιμές τους στο νοτιότερο τμήμα.

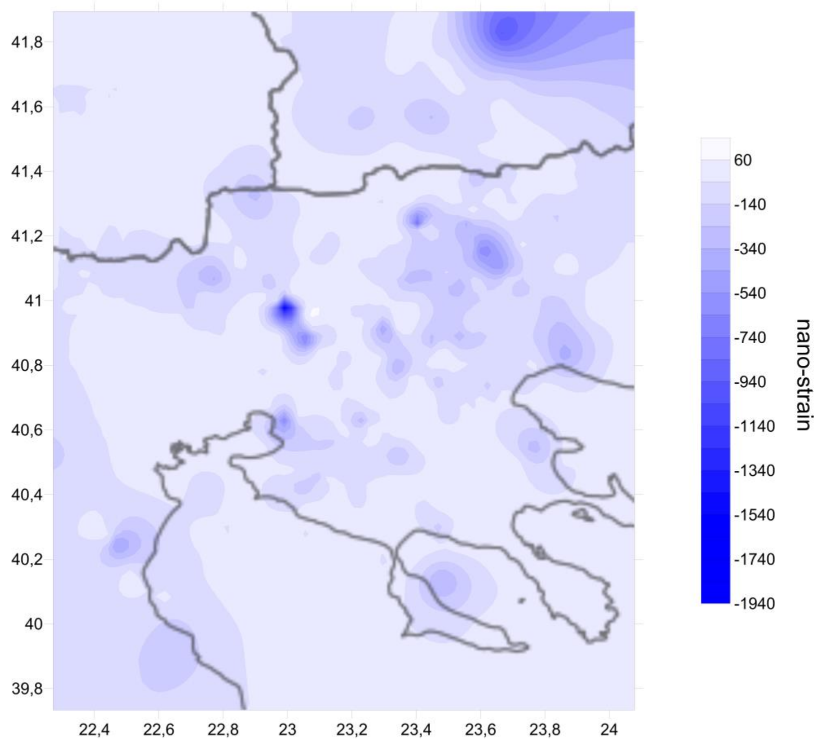
Κατά την ανάλυση των αποτελεσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) παρατηρείται μία κυρίαρχη Β – Ν διεύθυνση στο κεντρικό και νότιο τμήμα της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας, η οποία υποδεικνύει, όπως και στην περίπτωση της Δυτικής Μακεδονίας, την προς τα νότια κίνηση της συγκεκριμένης περιοχής, προκειμένου να μειωθεί αρχικά η απόσταση από την περιοχή του Ελληνικού Τόξου, γεγονός το οποίο αναμένεται να οδηγήσει, αφού πραγματοποιηθεί, σε μεταβολή της διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (TV) σε ΒΑ – ΝΔ. Όσον αφορά τις ταχύτητες του βορειότερου τμήματος, παρά το γεγονός ότι διαφοροποιούνται ως προς τις αντίστοιχες του κεντρικού και νότιου τμήματος, εντούτοις υποδεικνύουν, αντίστοιχα, τη μείωση της απόστασης από το χώρο σύγκλισης τη Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας. Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι τα διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (μέγεθος και διεύθυνση) παρουσιάζουν σημαντικές ομοιότητες με τα διανύσματα της ταχύτητας της περιόδου καταγραφής 1999 – 2008 (Mouratidis, 2010), γεγονός το οποίο επιβεβαιώνει τη νότια (μερικώς νοτιοδυτική κίνηση(της συγκεκριμένης περιοχής.

Η παράμετρος της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) εκφράζει τον εφελκυσμό, ο οποίος προκαλεί διάτμηση, σε περιοχές δράσης ρηξιγενών ζωνών. Πιο συγκεκριμένα, η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) υπολογίστηκε για τα 428 τρίγωνα της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας με το εύρος των τιμών της να κυμαίνεται μεταξύ 1,4220 και 3190,2392 nano-strain.

Στην Εικόνα 6.2.7.5 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, οι οποίες γενικότερα χαρακτηρίζονται μέτριες έως υψηλές. Οι σημαντικότερες τιμές εντοπίζονται κυρίως στην περιοχή του βόρειου τμήματος της Κεντρικής Μακεδονίας και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή των Σερρών, ενώ ταυτόχρονα ιδιαίτερα σημαντικές τιμές παρουσιάζονται στην περιοχή του νότιου τμήματος της Βουλγαρίας, καθώς και στο αντίστοιχο τμήμα της Βόρειας Μακεδονίας. Στο κεντρικό τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας εντοπίζονται σαφώς χαμηλότερες, μέτριου μεγέθους τιμές, με εξαίρεση την περιοχή του Κιλκίς και του ανατολικού τμήματος της Χαλκιδικής, ενώ παρόμοια εικόνα παρουσιάζεται και στο νοτιότερο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας, με την παρουσία ωστόσο αξιοσημείωτων τιμών στη χερσόνησο της Κασσάνδρας. Όσον αφορά τα αποτελέσματα της κατανομής της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.7.5 – κάτω) εντοπίζονται τρεις μέγιστες συγκεντρώσεις στο βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής και ειδικότερα στην περιοχή των Σερρών (οι δύο από τις τρεις), καθώς και στο νότιο τμήμα της Βουλγαρίας. Επιπρόσθετα, αξιοσημείωτες συγκεντρώσεις εντοπίζονται και δυτικότερα της περιοχής των Σερρών και πιο συγκεκριμένα μέχρι την περιοχή των συνόρων με την Βόρεια Μακεδονία. Επιπλέον, συγκεντρώσεις μέτριου μεγέθους τιμών εντοπίζονται στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, ενώ αντίστοιχες συγκεντρώσεις παρουσιάζονται στο ανατολικότερο τμήμα της Χαλκιδικής, καθώς επίσης και στη χερσόνησο της Κασσάνδρας.

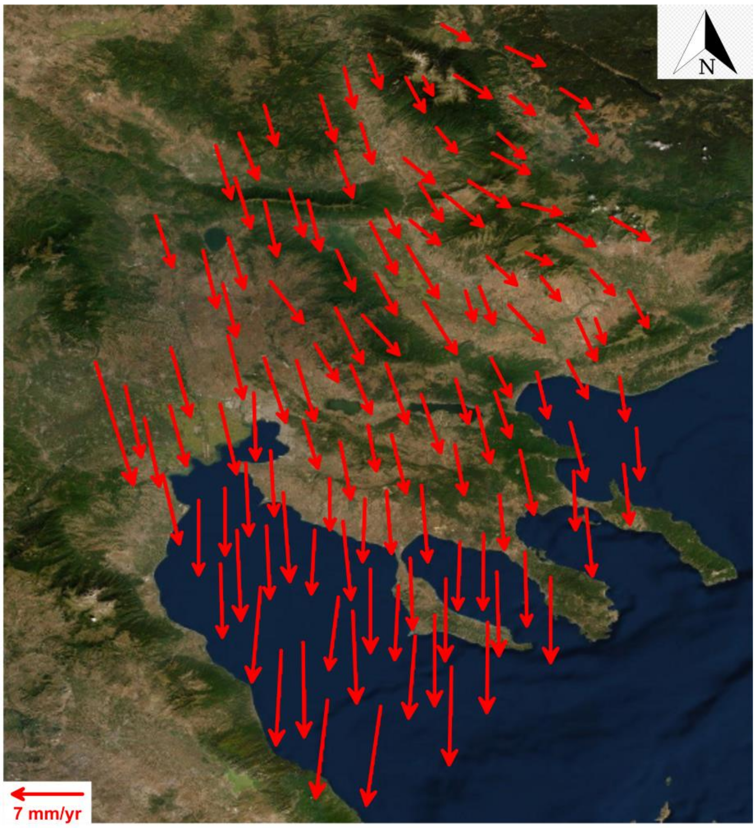
Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της παραμέτρου της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύουν τη σημαντική δράση της στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, η οποία συνοδεύεται από την παρουσία μέτριων έως υψηλών τιμών, ενώ ταυτόχρονα καθίσταται σαφές ότι στη συγκεκριμένη περιοχή δρουν εφελκυστικά φαινόμενα, τα οποία συνδέονται είτε με κανονικές ρηξιγενείς ζώνες είτε με ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Επιπρόσθετα, ιδιαίτερα αξιοσημείωτο θεωρείται το γεγονός ότι οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) και της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) εντοπίζονται στις ίδιες περιοχές τόσο του βορειότερου όσο και του νοτιότερου τμήματος της Κεντρικής Μακεδονίας, γεγονός το οποίο επαληθεύει τη σημαντική τεκτονική τους δραστηριότητα.

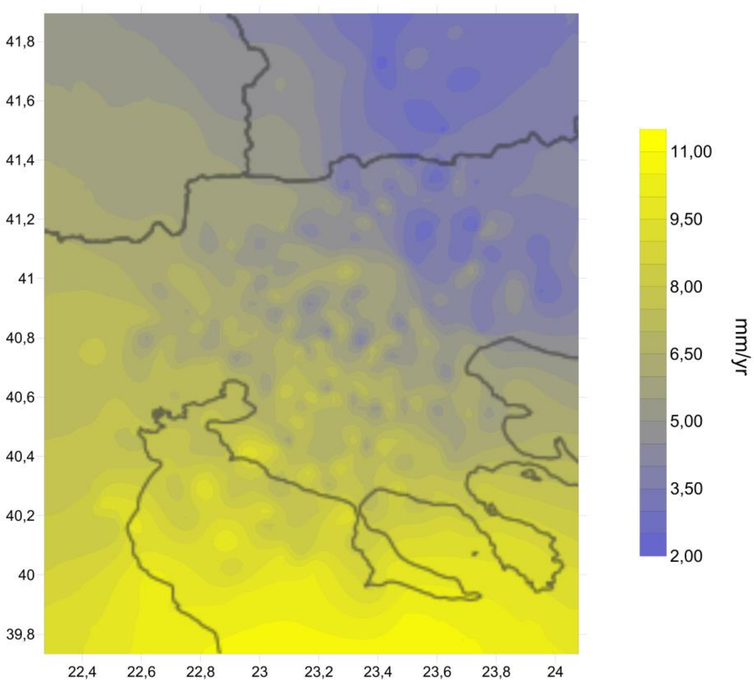




Εικόνα 6.2.7.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής

(Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 428 διαφορετικών τιμών.





Εικόνα 6.2.7.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation –

Kriging), στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 428 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Η παράμετρος της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) αποτελεί την τέταρτη εξεταζόμενη παράμετρο, βάσει της οποίας εκτιμάται η διαστολή και η συστολή μίας περιοχής, γεγονός το οποίο συμβάλλει καθοριστικά στην εκτίμηση του ενεργού τεκτονικού καθεστώτος. Πιο συγκεκριμένα, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) εκτιμήθηκε συνολικά για τα 428 διαφορετικά τρίγωνα της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας, παρουσιάζοντας τιμές που κυμαίνονται μεταξύ -1911,2652 και 3116,3542 nano-strain.

Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.7.6 – πάνω) υποδεικνύουν τη συνύπαρξη διαστολής – συστολής, η οποία χαρακτηρίζεται από επικράτηση των τιμών διαστολής έναντι των αντίστοιχων της συστολής, ενώ επιπρόσθετα οι τιμές της διαστολής είναι σαφώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες της συστολής. Όσον αφορά τις κυριότερες τιμές διαστολής, γενικότερα εντοπίζονται στα ίδια περίπου τμήματα της περιοχής, όπου εμφανίζονται και οι αντίστοιχες υψηλότερες τιμές των παραμέτρων που αναλύθηκαν παραπάνω, δηλαδή την περιοχή των Σερρών, του νότιου τμήματος της Βουλγαρίας και του αντίστοιχου τμήματος της Βόρειας Μακεδονίας, της Θεσσαλονίκης και της νοτιοδυτικής Χαλκιδικής (περιοχή Κασσάνδρας). Σχετικά με τις αντιπροσωπευτικότερες τιμές της συστολής που εντοπίζονται στην περιοχή, οι υψηλότερες από αυτές εμφανίζονται, κατά κύριο λόγο, επίσης στην περιοχή του νότιου τμήματος τη Βουλγαρίας, των Σερρών και δυτικότερα στην περιοχή των συνόρων με την Βόρεια Μακεδονία. Επιπρόσθετα, ιδιαίτερα υψηλές τιμές συστολής εντοπίζονται στην περιοχή του Κιλκίς, δυτικά της Θεσσαλονίκης και στο βορειοανατολικό τμήμα της Χαλκιδικής. Στην Εικόνα 6.2.7.6 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), στην οποία επιβεβαιώνεται με σαφή τρόπο η ταυτόχρονη ύπαρξη διαστολής και συστολής, υποδεικνύοντας ταυτόχρονα το γεγονός ότι γενικότερα οι τιμές της διαστολής είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της συστολής. Όσον αφορά την κατανομή των υψηλότερων τιμών διαστολής και συστολής εντός της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας, επιβεβαιώνονται πλήρως οι παρατηρήσεις, οι οποίες αναλύθηκαν παραπάνω, ενώ ταυτόχρονα εντοπίζονται κάποια άλλα αξιοσημείωτα τμήματα. Πιο συγκεκριμένα, το βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής (περιοχή συνόρων Ελλάδας – Βουλγαρίας) είναι το μοναδικό, στο οποίο παρατηρείται σημαντική διαφορά μεταξύ των τιμών διαστολής και συστολής, με τις τιμές της συστολής να είναι σαφώς χαμηλότερες. Επιπλέον, στο κεντρικό τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας (περιοχή Κιλκίς) παρατηρείται το αντίθετο φαινόμενο, δηλαδή η επικράτηση των τιμών της συστολής έναντι των αντίστοιχων της διαστολής. Επιπρόσθετα, στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στο δυτικότερο τμήμα της περιοχής παρουσιάζεται μία γενικότερη επικράτηση των τιμών συστολής, οι οποίες αποτελούν συνέχεια των αντίστοιχων του ανατολικότερου τμήματος της Δυτικής Μακεδονίας που αναλύθηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Ωστόσο, παρά το γεγονός της επικράτησης της συστολής στο συγκεκριμένο τμήμα (ανατολικό τμήμα Δυτικής Μακεδονίας – δυτικό τμήμα Κεντρικής Μακεδονίας), εντούτοις οι τιμές που λαμβάνει είναι σχεδόν μηδενικές.

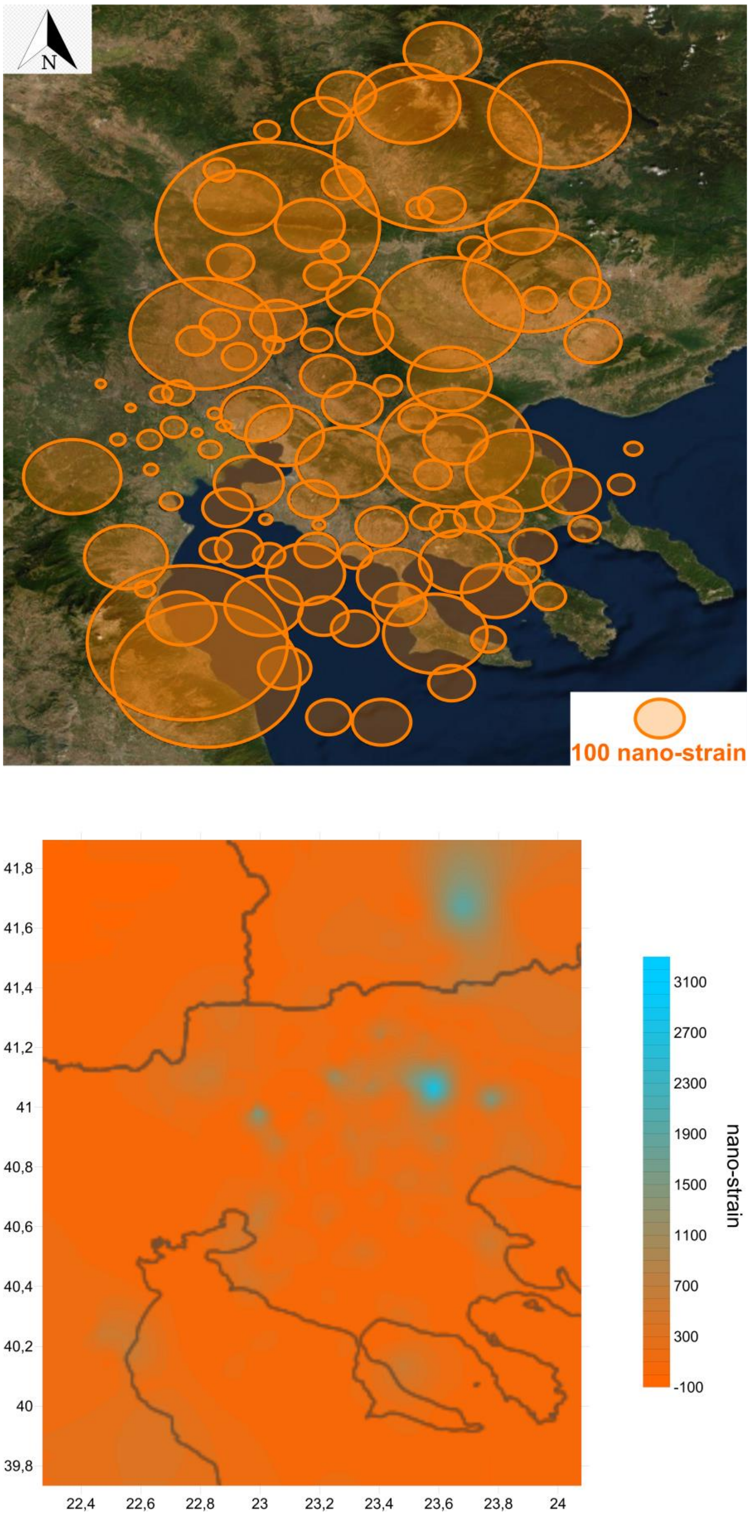
Η ανάλυση των αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει αρχικά τη σαφή επικράτηση της διαστολής έναντι της συστολής στο σύνολο σχεδόν της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας. Ταυτόχρονα, οι τιμές της διαστολής είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της συστολής, χωρίς ωστόσο οι τιμές της συστολής να θεωρούνται αμελητέες. Επιπλέον, ένα σημαντικό χαρακτηριστικό που εντοπίζεται είναι το γεγονός ότι η αύξηση της διαστολής σε ένα τμήμα της περιοχής συνοδεύεται από την ταυτόχρονη αύξηση της συστολής, ενώ η αντίστοιχη εικόνα παρουσιάζεται και κατά τη μείωση. Συνεπώς, στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας εντοπίζονται τμήματά της, όπου συνυπάρχουν υψηλές τιμές διαστολής και συστολής, καθώς και τμήματα όπου συνυπάρχουν χαμηλές τιμές διαστολής και συστολής. Τα αποτελέσματα της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) βρίσκονται σε συμφωνία με τα αντίστοιχα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), ως προς την κατανομή των υψηλότερων και των χαμηλότερων τιμών τους. Πιο συγκεκριμένα, στο βορειότερο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας, όπου εντοπίζονται οι υψηλότερες τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), εντοπίζονται ταυτόχρονα και οι αντίστοιχες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), ενώ ανάλογη εικόνα παρατηρείται και με τις ελάχιστες τιμές των δύο παραμέτρων. Επιπρόσθετα, οι υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) συμπίπτουν σχεδόν στο σύνολο των περιπτώσεων με τις αντίστοιχες της διαστολής, ενώ αντίστοιχη εικόνα παρατηρείται και με τις τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οι οποίες συμπίπτουν με αυτές της συστολής. Συνεπώς, στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας παρατηρείται μία συμφωνία των τιμών των παραμέτρων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), της

Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και της Μέγιστης (MAHE) και Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης ως προς την αύξηση και τη μείωσή τους. Ως εκ τούτου, η επικράτηση της διαστολής έναντι της συστολής, η επικράτηση της Μέγιστης (MAHE) έναντι της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης και οι αξιοσημείωτες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) οδηγούν στην εκτίμηση ότι στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, καθώς και στο νότιο τμήμα της Βουλγαρίας και της Βόρειας Μακεδονίας, δρουν πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Παρόλα αυτά, εντοπίζεται ένα τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας (περιοχή Κιλκίς), το οποίο διαφοροποιείται ελαφρώς σε σχέση με την υπόλοιπη περιοχή. Ειδικότερα, στο συγκεκριμένο τμήμα παρατηρούνται υψηλότερες τιμές συστολής, έναντι των αντίστοιχων της διαστολής, ενώ κατά αντίστοιχο τρόπο οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Ταυτόχρονα, οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) παραμένουν αρκετά υψηλές. Κατά συνέπεια, στη συγκεκριμένη περιοχή θεωρείται ότι δρουν πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Όσον αφορά το δυτικότερο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας και κατ' επέκταση το ανατολικότερο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας, ο περιορισμένος αριθμός των τριγώνων και οι ιδιαίτερα χαμηλές τιμές των παραμέτρων, καθιστούν επισφαλή την εκτίμηση του τεκτονικού καθεστώτος.

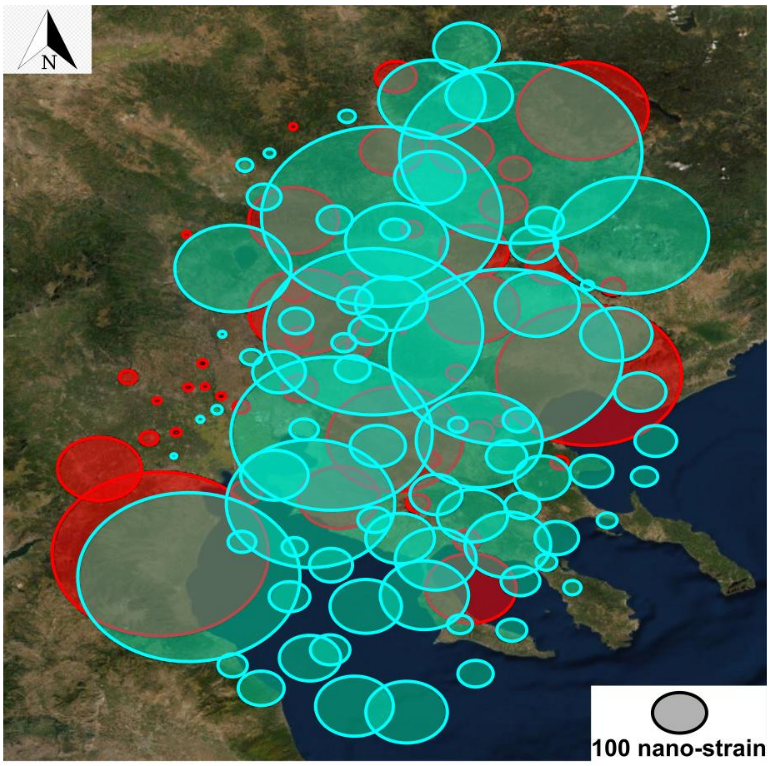
Η Περιστροφή (Rot) αποτελεί την τελευταία παράμετρο που εκτιμήθηκε για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, μέσω του μοντέλου, το οποίο κατασκευάστηκε για την περίοδο των 5 εκατομμυρίων ετών, ενώ τα αποτελέσματα που προέκυψαν χαρακτηρίζονται από την παρουσία αριστερόστροφων και δεξιόστροφων περιστροφών. Ειδικότερα, η παράμετρος της Περιστροφής (Rot) εκτιμήθηκε για τα συνολικά 428 διαφορετικά κεντροειδή, μεταξύ των οποίων η μέγιστη (αριστερόστροφη) εκτιμώμενη τιμή είναι 164 μοίρες, ενώ αντίστοιχα η ελάχιστη (δεξιόστροφη) εκτιμώμενη τιμή είναι -149 μοίρες.

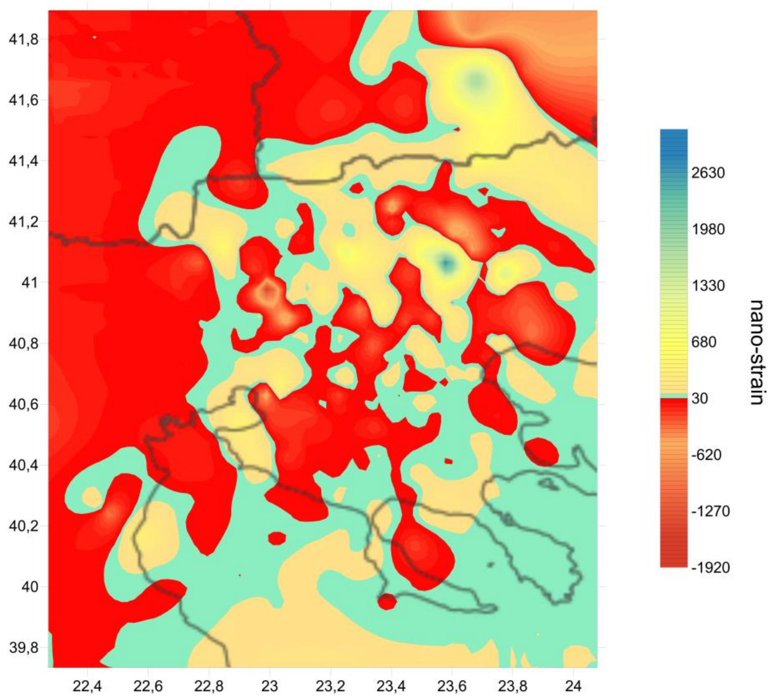
Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιστροφής (Rot) (Εικόνα 6.2.7.7 – πάνω) της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας χαρακτηρίζονται από την παρουσία περίπου ισάριθμων δεξιόστροφων και αριστερόστροφων περιστροφών, υποδεικνύοντας μία ελαφρά υπεροχή των αριστερόστροφων περιστροφών. Πιο συγκεκριμένα, οι δεξιόστροφες περιστροφές φαίνεται ότι επικρατούν στο νοτιότερο τμήμα της

Κεντρικής Μακεδονίας, ενώ σε ολόκληρο το υπόλοιπο τμήμα της παρατηρείται σαφής επικράτηση των αριστερόστροφων περιστροφών και κυρίως στο κεντρικό και βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα. Γενικότερα, η περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας αποτελεί την πιο πολύπλοκη, ως προς τις περιστροφές, περιοχή της Ελλάδας, χωρίς να καθίσταται δυνατός ο σαφής προσδιορισμός του καθεστώτος περιστροφής. Στην Εικόνα 6.2.7.7 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των Περιστροφών (Rot), βάσει της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging), από την οποία προκύπτει ότι η σημαντικότερη παρουσία δεξιόστροφων περιστροφών εντοπίζονται κατά κύριο λόγο στο νότιο τμήμα της περιοχής, με τις υψηλότερες τιμές να εμφανίζονται στην περιοχή της νοτιοδυτικής Χαλκιδικής (περιοχή Κασσάνδρας). Εξίσου υψηλές τιμές, αλλά ταυτόχρονα περιορισμένη παρουσία δεξιόστροφων περιστροφών, εντοπίζονται στο βορειοανατολικό τμήμα της Χαλκιδικής, την περιοχή των Σερρών και το νότιο τμήμα της Βουλγαρίας. Όσον αφορά τις αριστερόστροφες περιστροφές, η παρουσία τους επικρατεί στο βορειότερο και κεντρικό τμήμα της περιοχής, ενώ ταυτόχρονα οι σημαντικότερες τιμές τους εντοπίζονται εντός των συγκεκριμένων περιοχών και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή των Σερρών και το νότιο τμήμα της Βουλγαρίας. Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η συνύπαρξη των υψηλότερων τιμών δεξιόστροφων περιστροφών με τις αντίστοιχες τιμές των αριστερόστροφων περιστροφών αποτελεί μία ακόμη ένδειξη έντονης τεκτονικής δραστηριότητας της συγκεκριμένης περιοχής.

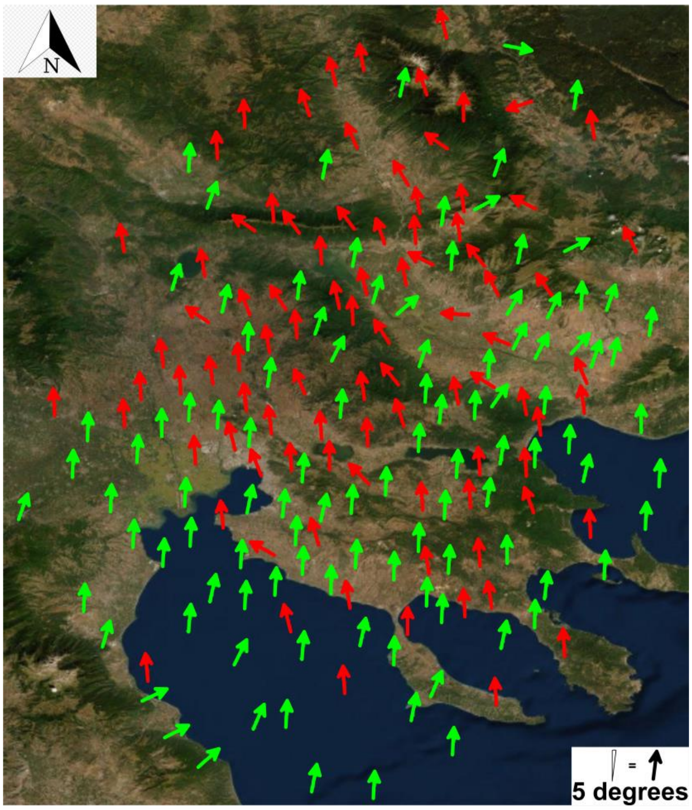


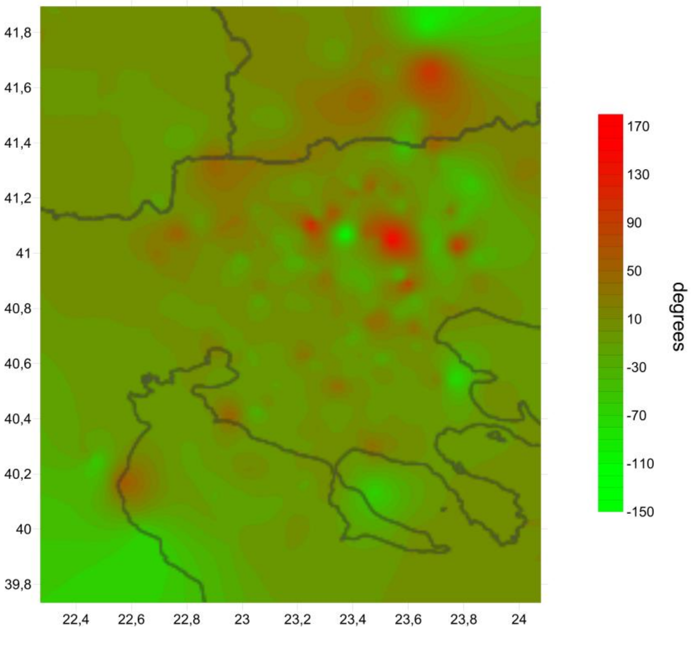
Εικόνα 6.2.7.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 428 διαφορετικών τιμών (κάτω).





Εικόνα 6.2.7.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 428 διαφορετικών τιμών (κάτω).





Εικόνα 6.2.7.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 428 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.8. Ανατολική Μακεδονία – Θράκη

Η περιοχή ανατολικά της Κεντρικής Μακεδονίας, η οποία εκτείνεται μέχρι το ανατολικότερο τμήμα του ελληνικού χώρου, αποτελεί την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης. Στον ευρύτερο χώρο της συγκεκριμένης περιοχής είναι τοποθετημένοι 15 μόνιμοι σταθμοί GPS/GNSS, από τους οποίους πραγματοποιείται η συλλογή των πρωτογενών δεδομένων, ενώ σημειώνεται ότι ορισμένοι από αυτούς τους σταθμούς είναι τοποθετημένοι στην περιοχή της Βουλγαρίας (Εικόνα 6.2.8.1). Βάσει της εφαρμογής της μεθόδου του τριγωνισμού, οι συνολικά 15 μόνιμοι σταθμοί οδήγησαν στην κατασκευή 159 τριγώνων, για το καθένα εκ των οποίων υπολογίστηκε η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, η Συνολική Ταχύτητα (TV), η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) και η Περιστροφή (Rot). Ως προς την καταγραφή των γεωδαιτικών δεδομένων, πραγματοποιήθηκε κατά την επταετία 2008 – 2014, με το ρυθμό καταγραφής να είναι 30 δευτερόλεπτα, ενώ το σύστημα αναφοράς των γεωδαιτικών δεδομένων είναι το ‘European Terrestrial Reference System 2000 – ETRF2000’, βάσει του οποίου θεωρείται σταθερή η Ευρασία.

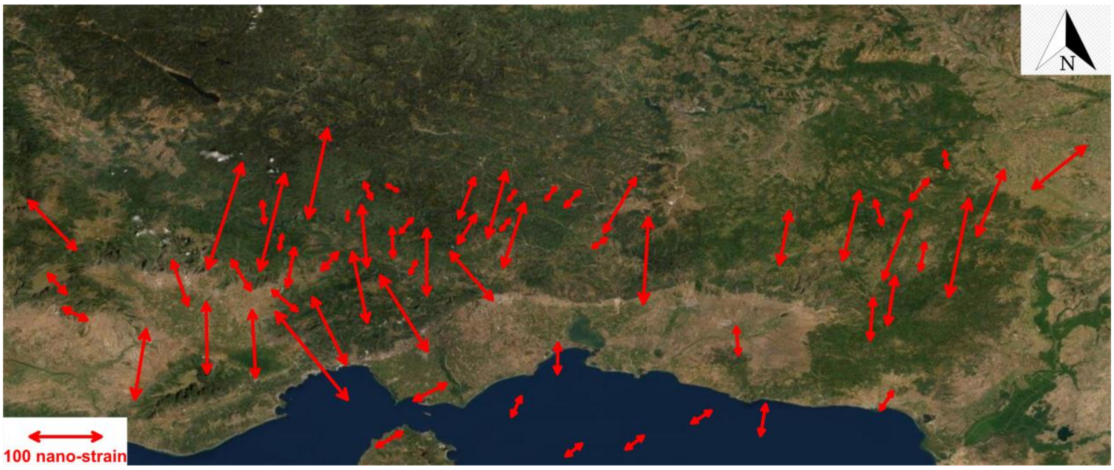
Εικόνα 6.2.8.1. 15 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης.

Η πρώτη εξεταζόμενη παράμετρος είναι η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, η οποία εκτιμήθηκε για τα συνολικά 159 τρίγωνα. Ειδικότερα, όσον αφορά τη Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE), η οποία συνδέεται με εκτατικά φαινόμενα, η ελάχιστη και η μέγιστη λαμβανόμενη τιμή της είναι -24,6501 και 2100,6795 nano-strain, αντίστοιχα. Σχετικά με την Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE), η οποία σχετίζεται με συμπιεστικά φαινόμενα, η αντίστοιχη ελάχιστη και μέγιστη τιμή είναι -1139,7083 και 30,4333 nano-strain, αντίστοιχα.

Στην Εικόνα 6.2.8.2 παρουσιάζονται τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, τα οποία γενικότερα χαρακτηρίζονται από μέτριες τιμές. Πιο συγκεκριμένα, στο δυτικότερο τμήμα της περιοχής, τα διανύσματα χαρακτηρίζονται από μία ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση, η οποία ωστόσο είναι περιορισμένη, καθώς το δυτικό, κεντρικό και ανατολικό – ανατολικότερο τμήμα της περιοχής χαρακτηρίζεται από μία επικρατούσα Β – Ν διεύθυνση, η οποία τοπικά διαφοροποιείται από ΒΒΔ – ΝΝΑ έως ΒΒΑ – ΝΝΔ. Στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής, το οποίο ουσιαστικά αποτελεί το υποθαλάσσιο τμήμα της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, η διεύθυνση των πιο αντιπροσωπευτικών διανυσμάτων μεταβάλλεται σταδιακά σε ΒΑ – ΝΔ.

Η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (Εικόνα 6.2.8.3 – πάνω), η οποία εκτιμήθηκε σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), υποδεικνύει την παρουσία των υψηλότερων τιμών της στο κεντρικό τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής και εκφράζονται από την παρουσία πέντε κύριων συγκεντρώσεων. Πιο συγκεκριμένα, οι δύο υψηλές συγκεντρώσεις εντοπίζονται στην περιοχή της Ξάνθης, η μία στην ενδιάμεση περιοχή μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής και οι δύο τελευταίες στην ευρύτερη περιοχή βόρεια (μέχρι το νοτιότερο τμήμα της Βουλγαρίας) και νότια (μέχρι το βορειότερο υποθαλάσσιο τμήμα του Βόρειου Αιγαίου) της Κομοτηνής. Εκατέρωθεν της προαναφερόμενης περιοχής (περιοχή Καβάλας στα δυτικά και περιοχή Αλεξανδρούπολης – Ορεστιάδας στα ανατολικά), οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι σαφώς χαμηλότερες, χωρίς ωστόσο να θεωρούνται πολύ χαμηλές. Όσον αφορά την κατανομή της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) (Εικόνα 6.2.8.3 – κάτω) παρουσιάζει σημαντικές ομοιότητες με την αντίστοιχη της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Ειδικότερα, στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης εντοπίζονται τέσσερεις συγκεντρώσεις υψηλών τιμών, εκ των οποίων τρεις (μία στην περιοχή της Ξάνθης και δύο στην ευρύτερη περιοχή βόρεια και νότια της Κομοτηνής) συνυπάρχουν με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Η τέταρτη υψηλή συγκέντρωση παρουσιάζεται στο νοτιότερο τμήμα της Βουλγαρίας, βόρεια της Ξάνθης, όπου οι αντίστοιχες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι χαμηλότερες. Επιπλέον, σημειώνεται το γεγονός ότι εκατέρωθεν των συγκεκριμένων συγκεντρώσεων παρατηρείται σημαντική μείωση των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE).

Γενικότερα, ως προς τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης εντοπίζονται σαφώς υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) σε σχέση με αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οι οποίες ωστόσο θεωρούνται αξιοσημείωτες. Επιπρόσθετα, η περιοχή βόρεια της Ξάνθης (νότιο τμήμα Βουλγαρίας) αποτελεί τη μοναδική περιοχή, όπου η προαναφερόμενη υψηλή συγκέντρωση των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) υπερέχει έναντι των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Επιπλέον, η περιοχή μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής αποτελεί το μοναδικό τμήμα, όπου παρατηρείται ιδιαίτερα μεγάλη διαφορά μεταξύ των τιμών της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης. Ως προς την τεκτονική δράση, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι τα αντιπροσωπευτικότερα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) υποδεικνύουν την παρουσία ΒΔ – ΝΑ έως ΔΒΔ – ΑΝΑ ρηξιγενών ζωνών στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης.

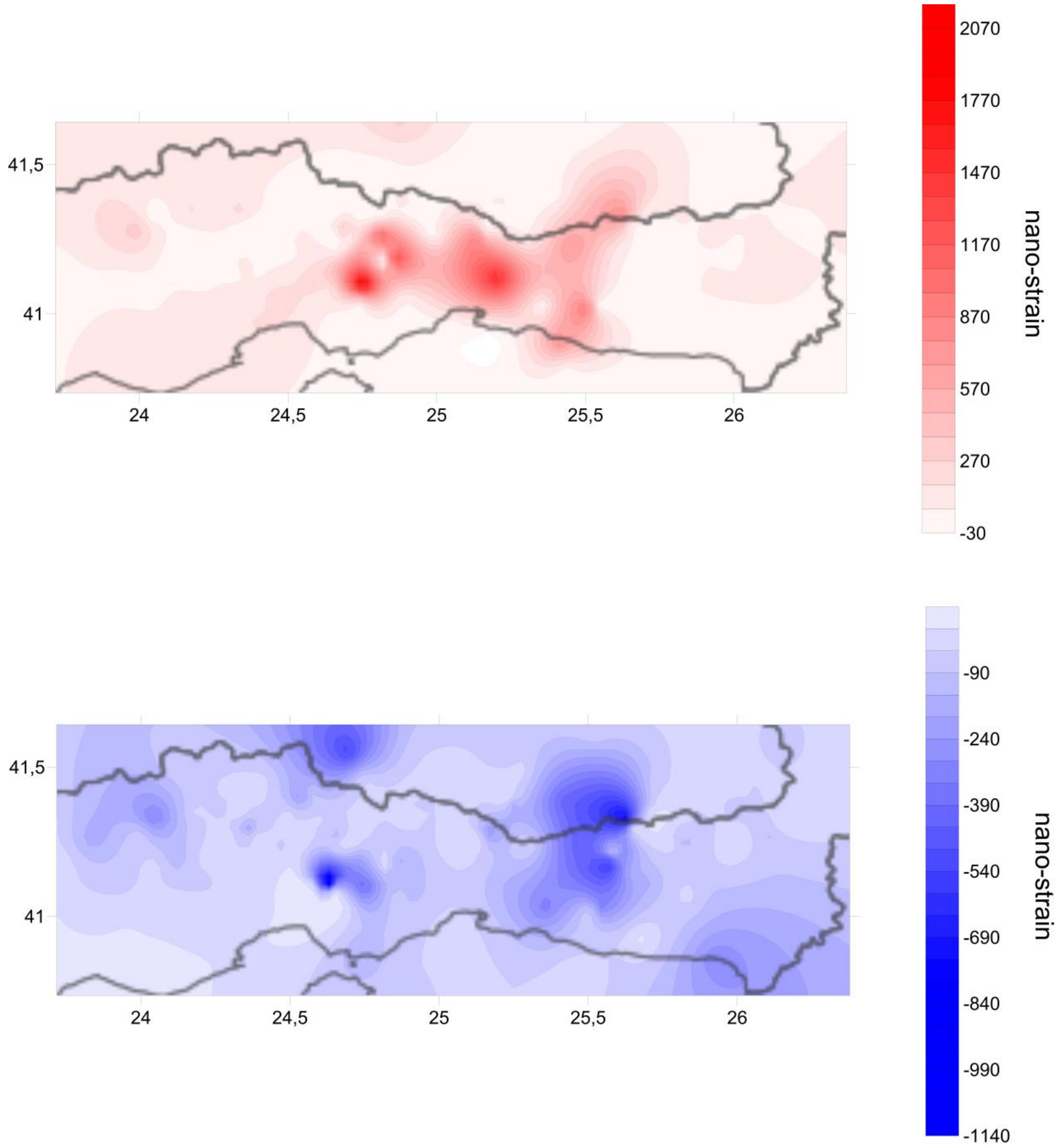


Εικόνα 6.2.8.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης.

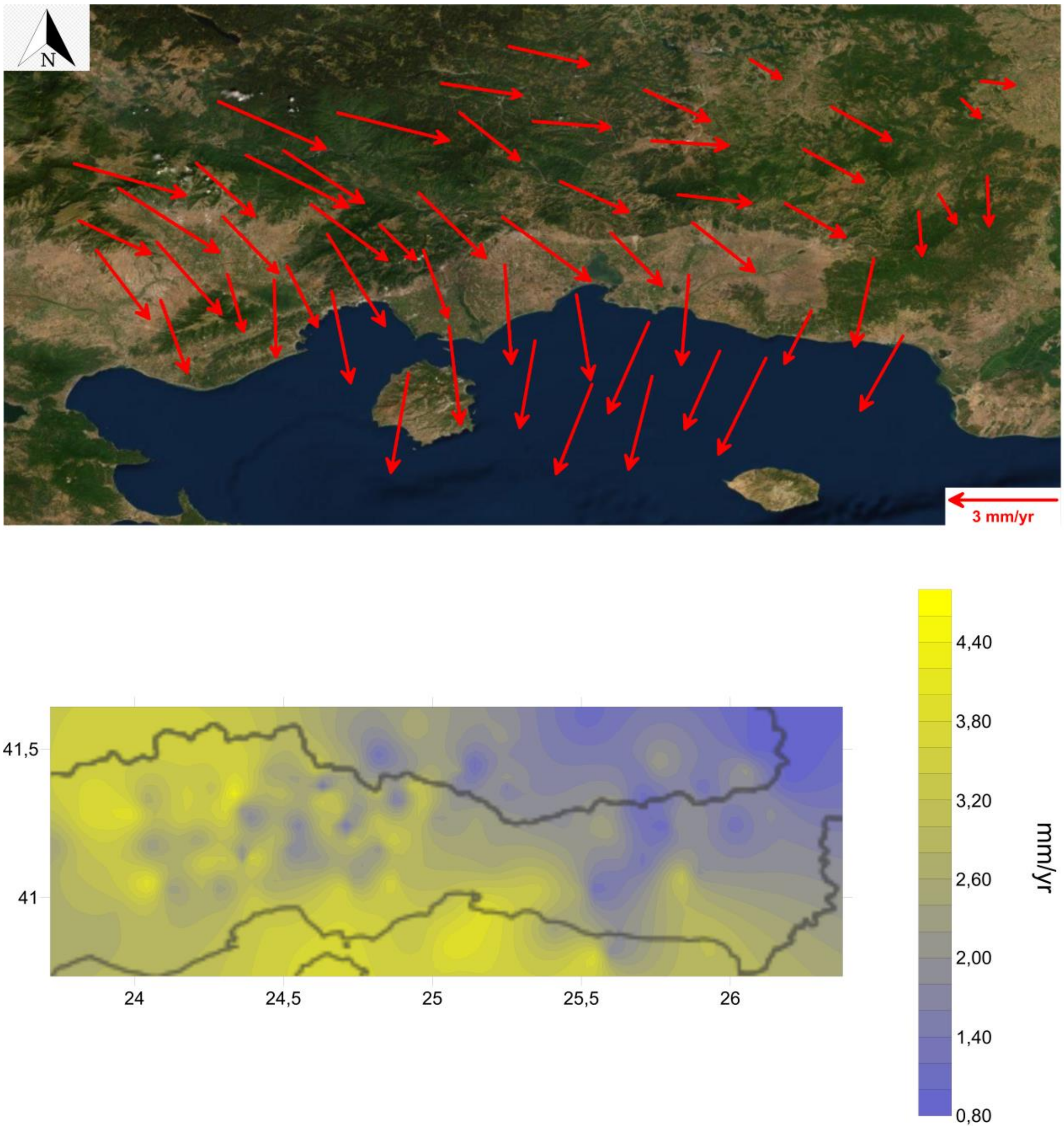
Η Συνολική Ταχύτητα (TV) αποτελεί μία παράμετρο εκτίμησης του μεγέθους και της διεύθυνσης της κίνησης της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, από την οποία μπορεί να προσδιοριστεί ο τρόπος με τον οποίο εξελίσσεται γεωτεκτονικά. Πιο συγκεκριμένα, η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της Συνολικής Ταχύτητας (TV) των 159 τριγώνων, η οποία εκτιμήθηκε για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, είναι 0,9 και 4,5 χιλιοστά/έτος, αντίστοιχα.

Στην Εικόνα 6.2.8.4 (πάνω) παρουσιάζονται τα αντιπροσωπευτικότερα διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV), τα οποία χωρίζονται σε δύο διακριτές ομάδες. Πιο συγκεκριμένα, η πρώτη ομάδα διανυσμάτων εντοπίζεται στο βόρειο τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης παρουσιάζοντας μία επικρατούσα ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνση, η οποία κατά θέσεις μεταβάλλεται σε Α – Δ, ενώ η δεύτερη ομάδα εντοπίζεται στο νότιο τμήμα της περιοχής, παρουσιάζοντας μία Β – Ν διεύθυνση, η οποία στο νοτιότερο τμήμα μεταβάλλεται σε ΒΑ – ΝΔ. Οι σημαντικές διαφοροποιήσεις της Συνολικής Ταχύτητας (TV) στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης αποτυπώνονται στη μέση τιμή του αζιμούθιου, η οποία είναι 145 μοίρες. Η ανάλυση της κατανομής των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.8.4 – κάτω) παρουσιάζει τη συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών στο δυτικό και νότιο τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, ενώ αντιθέτως οι χαμηλότερες τιμές τοποθετούνται στο ανατολικό και βόρειο τμήμα της περιοχής. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί ότι η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται γενικότερα από ιδιαίτερα χαμηλές τιμές της Συνολικής Ταχύτητας (TV), ενώ στο βορειοανατολικότερο τμήμα της λαμβάνονται οι χαμηλότερες τιμές του ελληνικού χώρου.

Τα αποτελέσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) παρουσιάζουν μία μεταβολή της διεύθυνσης της ταχύτητας από ΔΒΔ – ΑΝΑ στο βορειότερο τμήμα της περιοχής σε ΒΑ – ΝΔ στο νοτιότερο τμήμα της, υποδεικνύοντας μία γενικότερη τάση της περιοχής να κινηθεί προς την περιοχή σύγκλισης της Ευρασιατικής και Αφρικανικής πλάκας. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η συγκεκριμένη περιοχή τοποθετείται οριακά στο ίσως ενεργότερο τεκτονικά τμήμα του ελληνικού χώρου, την τάφρο του Βόρειου Αιγαίου, η οποία συνδέεται με την προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, νότια της οποίας αρχίζει η σταδιακή αύξηση της ταχύτητας, όπως θα αναλυθεί σε επόμενα υποκεφάλαια.



Εικόνα 6.2.8.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 159 διαφορετικών τιμών.



Εικόνα 6.2.8.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 159 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Η τρίτη εξεταζόμενη παράμετρος είναι η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) και σχετίζεται με την εφελκυστική δράση, η οποία συνδέεται με διάτμηση που εντοπίζεται στην περιοχή δράσης ρηξιγενών ζωνών. Ειδικότερα, για το σύνολο των 159 κεντροειδών της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, η ελάχιστη και η μέγιστη καταγεγραμμένη τιμή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) είναι 9,2135 και 2499,4359 nano-strain.

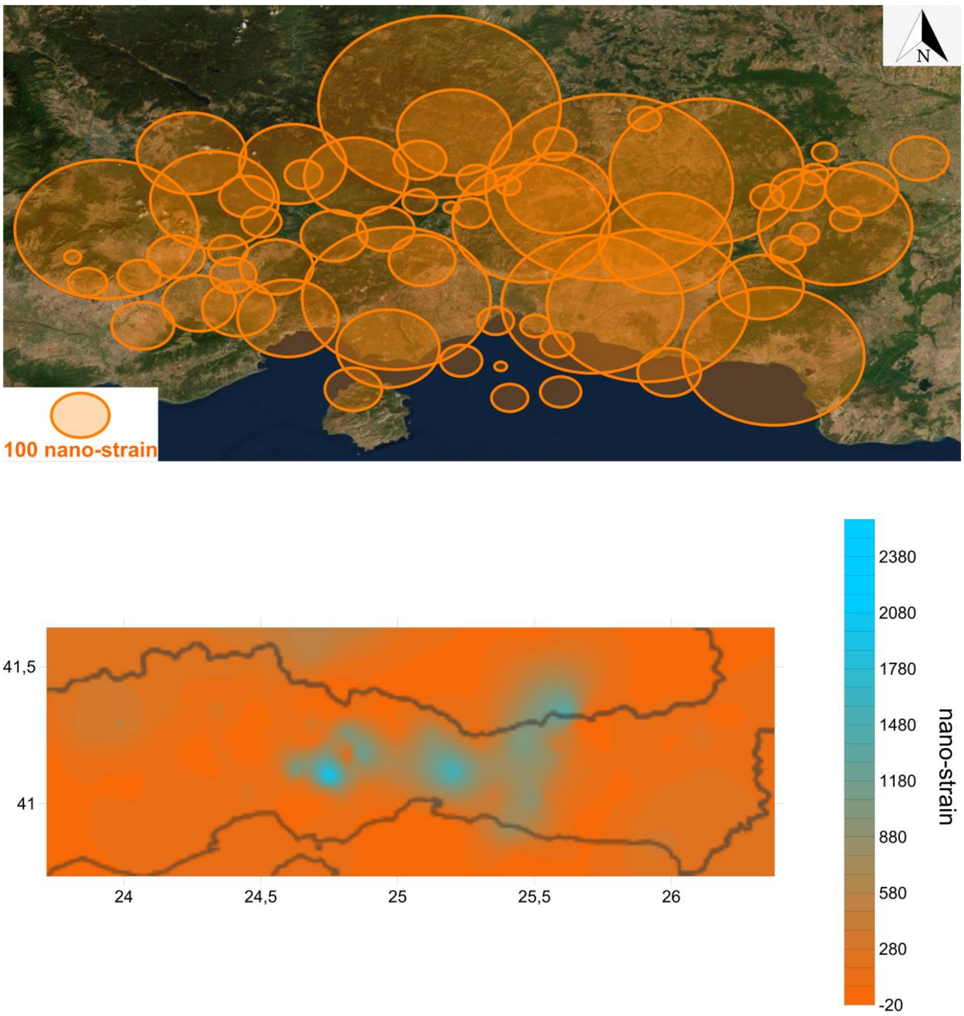
Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.8.5 – πάνω) που εντοπίζονται στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης θεωρούνται, κατά κύριο λόγο, μέτριες – υψηλές. Ειδικότερα, οι υψηλότερες τιμές συγκεντρώνονται κατά κύριο λόγο στο κεντρικό τμήμα της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (περιοχή Ξάνθης, περιοχή Κομοτηνής και η ενδιάμεση περιοχή), ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μία σταδιακή μείωση των τιμών εκατέρωθεν της προαναφερόμενης περιοχής (περιοχές Καβάλας και Αλεξανδρούπολης – Ορεστιάδας, αντίστοιχα). Ωστόσο, παρά τη μείωσή της εκατέρωθεν του κεντρικού τμήμα της περιοχής, οι τιμές παραμένουν αξιοσημείωτες, ενώ ταυτόχρονα δεν παρατηρείται κάποια πολύ χαμηλή τιμή ή μηδενικές τιμές. Στην Εικόνα 6.2.8.5 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), η οποία καθιστά ακόμη σαφέστερες τις παρατηρήσεις της προαναφερόμενης εικόνας. Πιο συγκεκριμένα, στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης παρουσιάζονται επτά συγκεντρώσεις υψηλών τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), εκ των οποίων τρεις εντοπίζονται στην περιοχή της Ξάνθης, μία στην περιοχή μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής και τρεις στην ευρύτερη περιοχή (βορειότερα και νοτιότερα) της Κομοτηνής. Στην περιοχή ανατολικά και δυτικά του συγκεκριμένου τμήματος παρουσιάζονται, ομοίως, σημαντικές αλλά αρκετά χαμηλότερες τιμές, εκ των οποίων οι σημαντικότερες τοποθετούνται στην περιοχή της Αλεξανδρούπολης, καθώς και στο τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας που εκτείνεται βορειοδυτικά της Καβάλας (περιοχή συνόρων Ελλάδας – Βουλγαρίας).

Από την ανάλυση των αποτελεσμάτων της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) προκύπτει το γεγονός ότι στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης παρουσιάζεται αξιοσημείωτη διάτμηση, η οποία χαρακτηρίζεται από μέτριες έως υψηλές τιμές, γεγονός το οποίο υποδεικνύει την τεκτονική δραστηριότητα κανονικών ρηξιγενών ζωνών και ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης στη συγκεκριμένη περιοχή. Επιπρόσθετα, τα αποτελέσματα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύουν με σαφή τρόπο μία συγκεκριμένη περιοχή στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, όπου παρουσιάζονται υψηλές – πολύ υψηλές τιμές, ενώ ταυτόχρονα ανατολικά και δυτικά του συγκεκριμένου τμήματος, αντίστοιχα, εκτείνονται δύο περιοχές που περιλαμβάνουν μέτριου μεγέθους τιμές. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) συμπίπτει σημαντικά με την αντίστοιχη της Μέγιστης

Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), γεγονός το οποίο επιβεβαιώνει την πιθανότητα δράσης κανονικών ρηξιγενών ζωνών και ζωνών οριζόντιας μετατόπισης στη συγκεκριμένη περιοχή.

Η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) εκφράζει τη διαστολή και τη συστολή μίας περιοχής, οι οποίες σχετίζονται με εφελκυστικά και συμπιεστικά φαινόμενα, αντίστοιχα, οδηγώντας στον προσδιορισμό του τεκτονικού καθεστώτος. Ειδικότερα, η συγκεκριμένη παράμετρος εκτιμήθηκε για το σύνολο των 159 κεντροειδών που περιλαμβάνονται στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, ενώ η ελάχιστη και η μέγιστη λαμβανόμενη τιμή είναι -844,8164 και 1701,9231 nano-strain, αντίστοιχα.

Στην Εικόνα 6.2.8.6 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), οι οποίες χαρακτηρίζονται από τη σαφή συνύπαρξη διαστολής και συστολής στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, με τη διαστολή να επικρατεί έναντι της διαστολής, ενώ γενικότερα εντοπίζονται υψηλότερες τιμές διαστολής ως προς τις αντίστοιχες της συστολής. Σχετικά με τις τιμές της διαστολής, οι υψηλότερες εντοπίζονται κατά κύριο λόγο στο κεντρικό τμήμα (περιοχή Κομοτηνής) έως και το δυτικότερο τμήμα (περιοχή Καβάλας – Δράμας), ενώ οι αντίστοιχες τιμές της συστολής εντοπίζονται, ομοίως, στο κεντρικό τμήμα (περιοχή Κομοτηνής) της περιοχής. Επιπλέον, αξιοσημείωτη θεωρείται η επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής στο νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής. Όσον αφορά την κατανομή των τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.8.6 – κάτω), η ανάλυσή της υποδεικνύει αφενός τη συνύπαρξη διαστολής – συστολής σε ένα πολύ σημαντικό τμήμα της περιοχής και αφετέρου την κατά τόπους επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής. Ειδικότερα, στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (ευρύτερη περιοχή Ξάνθης, ενδιάμεση περιοχή μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής και ευρύτερη περιοχή της Κομοτηνής) παρουσιάζονται οι υψηλότερες τιμές διαστολής, οι οποίες εκφράζονται με τη μορφή τεσσάρων συγκεντρώσεων, εκ των οποίων οι δύο τοποθετούνται στην περιοχή δυτικά της Ξάνθης, η μία στην περιοχή της Κομοτηνής και η τελευταία νοτιοανατολικά της Κομοτηνής. Επιπλέον, η συγκεκριμένη περιοχή περιβάλλεται (βόρεια, νότια και ανατολικά) από συγκεντρώσεις τιμών συστολής, με τις σημαντικότερες από αυτές να τοποθετούνται στο βόρειο και ανατολικό – νοτιοανατολικό τμήμα. Όσον αφορά το δυτικότερο τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (περιοχή Καβάλας), οι τιμές της διαστολής και της συστολής είναι αρκετά πιο χαμηλές από τις αντίστοιχες της προαναφερόμενης περιοχής, ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζεται επικράτηση των τιμών της διαστολής έναντι των αντίστοιχων της συστολής. Αντιθέτως, στο ανατολικότερο τμήμα (περιοχή Αλεξανδρούπολης) επικρατούν οι τιμές της συστολής έναντι των αντίστοιχων της διαστολής, ενώ ταυτόχρονα αποτελούν τις πιο χαμηλές τιμές (διαστολής και συστολής) της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης.

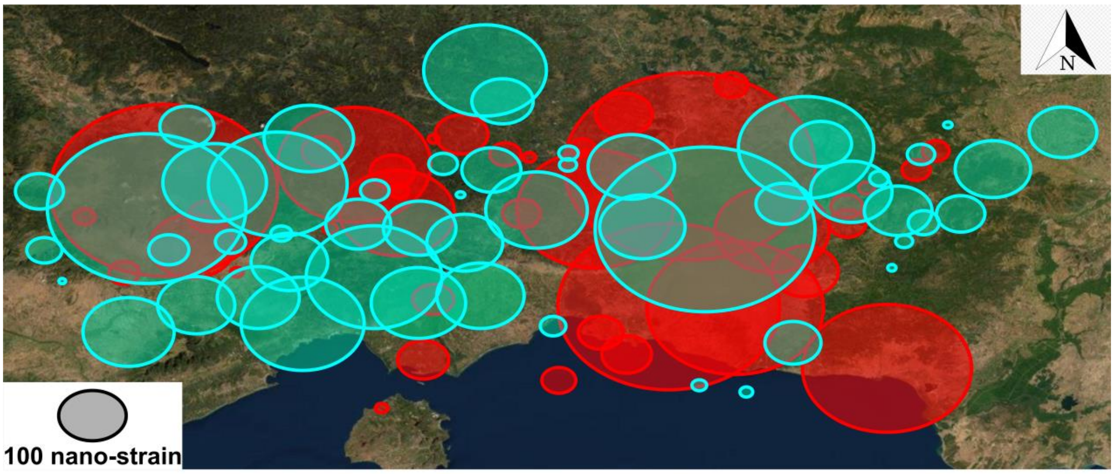


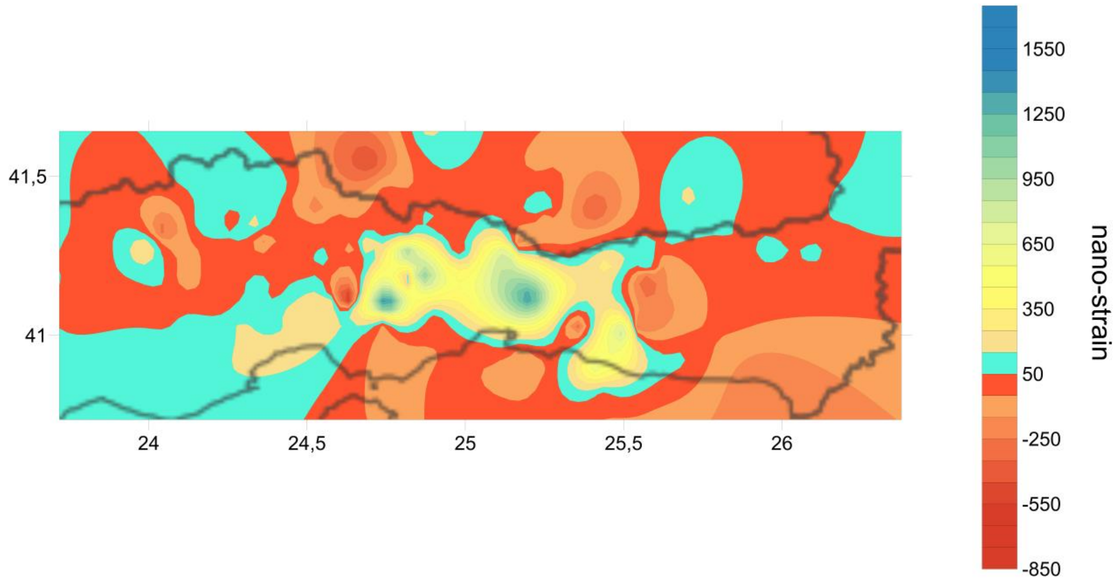
Εικόνα 6.2.8.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 159 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Κατά την ανάλυση των αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) παρατηρείται η σημαντικότερη παρουσία της διαστολής σε σχέση με τη συστολή, τόσο ως προς την κατανομή όσο και ως προς το μέγεθος των τιμών. Οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, υποδεικνύοντας ότι το συγκεκριμένο τμήμα υφίσταται τη μεγαλύτερη διαστολή στη συγκεκριμένη περιοχή, ενώ ταυτόχρονα το ίδιο τμήμα περιβάλλεται από συγκεντρώσεις συστολής, οι υψηλότερες εκ των οποίων εντοπίζονται στο βορειότερο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής (νότιο τμήμα της Βουλγαρίας), καθώς επίσης και το νοτιοανατολικό τμήμα (περιοχή Αλεξανδρούπολης). Ως προς το δυτικό τμήμα της περιοχής (περιοχή Καβάλας) εντοπίζεται, ομοίως, η συνύπαρξη διαστολής – συστολής, με σαφή επικράτηση των τιμών της διαστολής έναντι των αντίστοιχων της συστολής (χωρικά και ποσοτικά), οι οποίες είναι σαφώς χαμηλότερες από τις αντίστοιχες τιμές διαστολής και συστολής που καταγράφονται στο κεντρικό τμήμα. Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής (περιοχή Αλεξανδρούπολης – Ορεστιάδας) παρουσιάζεται η συνύπαρξη χαμηλών τιμών διαστολής και συστολής, με την παρουσία της συστολής να είναι σημαντικότερη. Συνεπώς, η περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης διακρίνεται σε τρία τμήματα, στα οποία συνάρχει η διαστολή και η συστολή. Στο κεντρικό τμήμα παρουσιάζονται οι μεγαλύτερες τιμές διαστολής και συστολής (επικράτηση της διαστολής), υποδεικνύοντας ότι το συγκεκριμένο τμήμα είναι τεκτονικά αξιοσημείωτο, ενώ εκατέρωθεν του εντοπίζεται το δυτικό και το ανατολικό τμήμα, στα οποία επίσης συνυπάρχουν η διαστολή και η συστολή, με τη διαστολή να επικρατεί στο δυτικό τμήμα και τη συστολή στο ανατολικό τμήμα, αντίστοιχα. Τα αποτελέσματα της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) φαίνεται ότι παρουσιάζουν σημαντικές ομοιότητες με τα αντίστοιχα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), στα οποία παρατηρείται, ομοίως η συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (περιοχή Ξάνθης, περιοχή μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής, ευρύτερη περιοχή Κομοτηνής), ακολουθώντας σταδιακή μείωση, αλλά και ταυτόχρονη διατήρηση σημαντικών τιμών, εκατέρωθεν του κεντρικού τμήματος (περιοχή Καβάλας και περιοχή Αλεξανδρούπολης – Ορεστιάδας). Επιπρόσθετα, αρκετές ομοιότητες με τις προαναφερόμενες παραμέτρους, παρουσιάζει η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, η ανάλυση των οποίων υποδεικνύει, ομοίως, τη συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών στο κεντρικό τμήμα με της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης. Ωστόσο, παρατηρείται μία διαφορά της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης στην ενδιάμεση περιοχή μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής, όπου οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι ιδιαίτερα υψηλές, ενώ αντίθετα οι αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι εξαιρετικά χαμηλές. Όσον αφορά το δυτικό και το ανατολικό τμήμα της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) φαίνεται ότι επικρατεί στο δυτικό τμήμα έναντι της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), ενώ η αντίθετη εικόνα παρατηρείται στο ανατολικό τμήμα με την επικράτηση των ελαφρώς υψηλότερων τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) έναντι της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Συνεπώς, βάσει της ανάλυσης των προαναφερόμενων παραμέτρων, το σύνολο σχεδόν την περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης χαρακτηρίζεται από τη δράση ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Ειδικότερα, στο δυτικό τμήμα η σαφής επικράτηση της διαστολής και της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) έναντι της συστολής και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), αντίστοιχα, υποδεικνύει την παρουσία πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Παρόμοια εικόνα παρατηρείται στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, ωστόσο λόγω των ιδιαίτερα υψηλών τιμών του συνόλου των παραμέτρων οι πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης χαρακτηρίζονται από υψηλότερη τεκτονική δραστηριότητα. Βορειότερα του κεντρικού τμήματος (βόρεια της Ξάνθης και της Κομοτηνής, στο νότιο τμήμα Βουλγαρίας) παρουσιάζεται η αντίστροφη εικόνα με την επικράτηση της συστολής και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) έναντι της διαστολής και της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), αντίστοιχα. Το συγκεκριμένο γεγονός θεωρείται ότι εκφράζεται στη συγκεκριμένη περιοχή με την παρουσία πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης, φαινόμενο το οποίο θεωρείται ότι συνεχίζεται και στο ανατολικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, όπου οι πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης παρουσιάζουν σημαντικά χαμηλότερη τεκτονική δραστηριότητα, βάσει των τιμών τους. Εξαίρεση του προαναφερόμενου καθεστώτος οριζόντιας μετατόπισης φαίνεται ότι αποτελεί η περιοχή μεταξύ Ξάνθης και Κομοτηνής, όπου οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι εξαιρετικά υψηλότερες από τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), παρουσιάζοντας ταυτόχρονα εξίσου υψηλές τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και διαστολής. Ως εκ τούτου, στη συγκεκριμένη περιοχή θεωρείται ότι δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες σύμφωνα με τις διευθύνσεις των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) χαρακτηρίζονται από Α – Δ παράταξη.

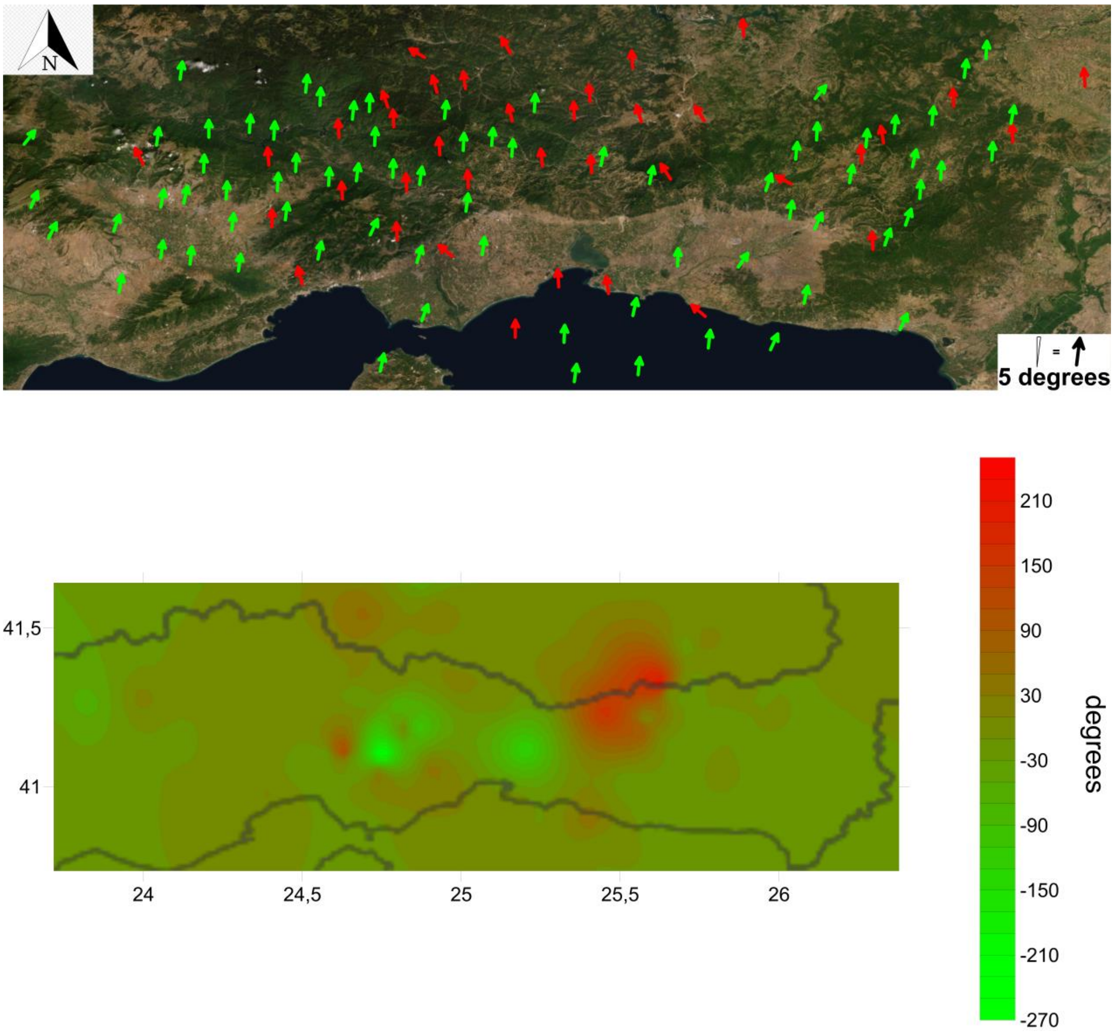
Η παράμετρος της Περιστροφής (Rot), η οποία υποδεικνύει τον τρόπο που εξελίσσεται γεωτεκτονικά μία περιοχή, εκτιμήθηκε για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, βάσει του μοντέλου των περιστροφών της περιόδου των 5 εκατομμυρίων ετών, οδηγώντας στον υπολογισμό τόσο δεξιόστροφων όσο και αριστερόστροφων περιστροφών. Πιο συγκεκριμένα, για το καθένα από τα 159 διαφορετικά τρίγωνα εκτιμήθηκε η τιμή της Περιστροφής (Rot), με τη μέγιστη (αριστερόστροφη) τιμή να έχει υπολογιστεί ίση με 238 μοίρες, ενώ η ελάχιστη (δεξιόστροφη) τιμή είναι ίση με -267 μοίρες, αντίστοιχα.

Στην Εικόνα 6.2.8.7 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιστροφής (Rot) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, βάσει των οποίων παρατηρείται η επικράτηση των δεξιόστροφων έναντι των αριστερόστροφων περιστροφών, οι οποίες ωστόσο χαρακτηρίζονται από τη σημαντική τους παρουσία. Ειδικότερα, η πλειοψηφία των αριστερόστροφων περιστροφών συγκεντρώνεται στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (περιοχή Ξάνθης, περιοχή Κομοτηνής και η ενδιάμεση περιοχή τους), συνυπάρχοντας ταυτόχρονα με δεξιόστροφες περιστροφές. Στο δυτικό και το ανατολικό τμήμα της περιοχής παρουσιάζονται σχεδόν αποκλειστικά δεξιόστροφες περιστροφές, με την παρουσία των αριστερόστροφων να είναι σποραδική. Ως προς την κατανομή των τιμών της Περιστροφής (Rot) (Εικόνα 6.2.8.7 – κάτω), οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών των αριστερόστροφων περιστροφών εντοπίζονται στην περιοχή της Ξάνθης, καθώς επίσης και βορειότερα της Ξάνθης, στο νότιο τμήμα της Βουλγαρίας. Ανατολικότερα, παρόμοιο καθεστώς αριστερόστροφων περιστροφών παρουσιάζεται στην περιοχή της Κομοτηνής, το οποίο εκτείνεται τόσο βορειότερα (νότιο τμήμα της Βουλγαρίας) όσο και νοτιότερα (βόρειο τμήμα του Βόρειου Αιγαίου). Όσον αφορά τις δεξιόστροφες περιστροφές, εντοπίζονται στο σύνολο της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, με τις χαμηλότερες τιμές να τοποθετούνται στο δυτικό (περιοχή Καβάλας) και ανατολικό τμήμα (περιοχή Αλεξανδρούπολης – Ορεστιάδας) της περιοχής, ενώ ταυτόχρονα αξιοσημείωτο θεωρείται το γεγονός ότι οι υψηλότερες δεξιόστροφες τιμές εντοπίζονται στην ενδιάμεση περιοχή μεταξύ Ξάνθης και Κομοτηνής. Επιπλέον, το γεγονός της απότομης εναλλαγής του καθεστώτος περιστροφής στο κεντρικό τμήμα, με την ταυτόχρονη παρουσία των μέγιστων αριστερόστροφων και δεξιόστροφων τιμών υποδεικνύει τη σημαντική τεκτονική δραστηριότητα της περιοχής.





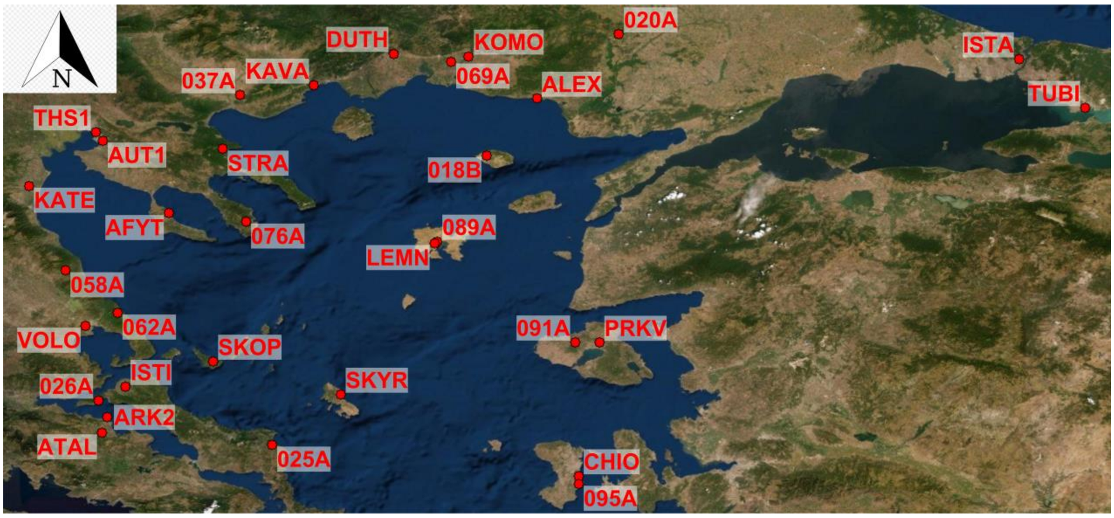
Εικόνα 6.2.8.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 159 διαφορετικών τιμών (κάτω).



Εικόνα 6.2.8.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 159 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.9. Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος

Η υποθαλάσσια περιοχή νότια της Μακεδονίας – Θράκης και ανατολικά της Θεσσαλίας, η οποία καταλαμβάνει το ανατολικότερο τμήμα του ελληνικού χώρου και ένα τμήμα της Δυτικής Τουρκίας, αποτελεί την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους. Παρά το γεγονός ότι ένα σημαντικό τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής είναι υποθαλάσσιο, εντούτοις η περιοχή παρακολουθείται από 32 μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS, οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα, ενώ σημειώνεται το γεγονός ότι δύο από αυτούς τους σταθμούς βρίσκονται στην περιοχή της Τουρκίας (Εικόνα 6.2.9.1). Η εφαρμογή της μεθόδου του τριγωνισμού, χρησιμοποιώντας τους συνολικά 32 σταθμούς, οδήγησε στην κατασκευή 404 διαφορετικών τριγώνων. Για το κάθε τρίγωνο εκτιμήθηκαν οι πέντε διαφορετικές παράμετροι, ενώ και για την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, το χρονικό διάστημα καταγραφής των δεδομένων και το σύστημα αναφοράς τους είναι όμοια με αυτά που αναφέρθηκαν στα προηγούμενα υποκεφάλαια.



Εικόνα 6.2.9.1. 32 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους.

Αρχικά, η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση υπολογίστηκαν για το σύνολο των 404 κεντροειδών που περιλαμβάνονται στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους. Πιο συγκεκριμένα, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE), βάσει της οποίας εκφράζεται η εκτατική τεκτονική σε μία περιοχή, λαμβάνει τιμές, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ -51,0598 και 994,5835 nano-strain, ενώ αντίστοιχα το εύρος τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), η οποία εκφράζει τη συμπιεστική τεκτονική, κυμαίνεται μεταξύ των -1267,7740 και 70,1172 nano-strain.

Τα αντιπροσωπευτικότερα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (Εικόνα 6.2.9.2) χαρακτηρίζονται γενικότερα από υψηλές τιμές. Αρχικά, στο ανατολικό – βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής, το οποίο τοποθετείται στο δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα της Τουρκίας, παρουσιάζονται μέτριου μεγέθους διανύσματα, τα οποία χαρακτηρίζονται από ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση. Στο κεντρικό και βόρειο τμήμα του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (περιοχή της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου), οι τιμές των διανυσμάτων λαμβάνουν τις υψηλότερες τιμές, διατηρώντας ταυτόχρονα την προαναφερόμενη διεύθυνση. Στο κεντρικό και δυτικό τμήμα της περιοχής (περιοχή Σποράδων) παρατηρείται σταδιακή μείωση των τιμών, ενώ ταυτόχρονα η διεύθυνση των διανυσμάτων μεταβάλλεται σε Β – Ν (τοπικά διαφοροποιείται από ΒΒΔ – ΝΝΑ έως ΒΒΑ – ΝΝΔ). Όσον αφορά το νοτιότερο τμήμα του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, παρατηρούνται χαμηλότερες (μέτριες) τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ ταυτόχρονα μεταβάλλεται η διεύθυνση των διανυσμάτων σε ΒΔ – ΝΑ.

Στην Εικόνα 6.2.9.3 (πάνω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, η οποία προσδιορίστηκε βάσει της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging). Ειδικότερα, στην περιοχή εντοπίζονται έξι κύριες συγκεντρώσεις υψηλών τιμών εκ των οποίων οι τέσσερεις τοποθετούνται στο βόρειο και κεντρικό τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους. Η πρώτη βρίσκεται ανατολικά της Θάσου, η δεύτερη στα παράλια της Θράκης, η τρίτη βορειοδυτικά της Σαμοθράκης και η τέταρτη στην περιοχή μεταξύ Σαμοθράκης – Ίμβρου – Λήμνου. Η τελευταία καταλαμβάνει ένα σημαντικό τμήμα του υποθαλάσσιου χώρου, ενώ σταδιακά εκτείνεται, παρουσιάζοντας ταυτόχρονη μείωση των τιμών της, προς το νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής (περιοχή Σποράδων). Επιπρόσθετα, στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους εντοπίζονται δύο επιπλέον υψηλές συγκεντρώσεις της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), η πρώτη στον υποθαλάσσιο χώρο βορειοανατολικά του Βόλου και η δεύτερη στα τουρκικά παράλια μεταξύ των νησιών Λέσβου και Τενέδου. Σχετικά με την κατανομή της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) (Εικόνα 6.2.9.3 – κάτω) εντοπίζονται τέσσερεις κύριες συγκεντρώσεις, οι οποίες τοποθετούνται σχετικά κοντά με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Πιο συγκεκριμένα, η πρώτη βρίσκεται ανατολικά της Θάσου, η δεύτερη στον υποθαλάσσιο χώρο μεταξύ Σαμοθράκης – Ίμβρου – Λήμνου, η τρίτη στην περιοχή ανατολικά της Σκύρου και η τέταρτη στα τουρκικά παράλια μεταξύ Λέσβου – Τενέδου. Επιπρόσθετα, η δεύτερη και η τρίτη από τις προαναφερόμενες συγκεντρώσεις παρουσιάζουν σταδιακή εξάπλωση, η οποία συνοδεύεται από μείωση των τιμών τους, στην περιοχή της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου, ενώ αντίστοιχη εικόνα παρουσιάζει και η τελευταία συγκέντρωση, η οποία χαρακτηρίζεται από την επέκτασή της προς τα νότια, καλύπτοντας μέχρι βόρειο – κεντρικό τμήμα της Λέσβου.

Τα αποτελέσματα της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους υποδεικνύουν την ισορροπία τους στην ευρύτερη περιοχή, ενώ η μεταξύ τους σύγκριση υποδεικνύει το γεγονός ότι οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι ελαφρώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) στο σημαντικότερο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής. Ωστόσο, η διαφορά της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) από τη Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) είναι σαφώς υψηλότερη στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, με τις τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) να παραμένουν, ωστόσο, αξιοσημείωτες. Στο δυτικότερο τμήμα (περιοχή βορειοανατολικά του Βόλου και νότια της Χαλκιδικής), η εικόνα της περιοχής μεταβάλλεται σημαντικά με την παρουσία σημαντικών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) και την ταυτόχρονη παρουσία ιδιαίτερα χαμηλών τιμών Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), γεγονός το οποίο συνδέεται με τη δράση διαφορετικού τεκτονικού καθεστώτος στη συγκεκριμένη περιοχή. Σχετικά με τη παρουσία των τεκτονικών δομών της περιοχής, σύμφωνα με τις διευθύνσεις των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), προκύπτει το γεγονός ότι στην περιοχή δρουν ΒΑ – ΝΔ έως ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης ρηξιγενείς ζώνες.

Η δεύτερη εξεταζόμενη παράμετρος είναι η Συνολική Ταχύτητα (TV), η οποία υποδεικνύει την κίνηση (τη διεύθυνση και το μέγεθός της) της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, βάσει της οποίας καθίσταται δυνατός ο προσδιορισμός της γεωτεκτονικής της εξέλιξης. Ειδικότερα, για τα συνολικά 404 διαφορετικά κεντροειδή, το εύρος τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) κυμαίνεται μεταξύ 1,80 και 29,10 χιλιοστά/έτος.

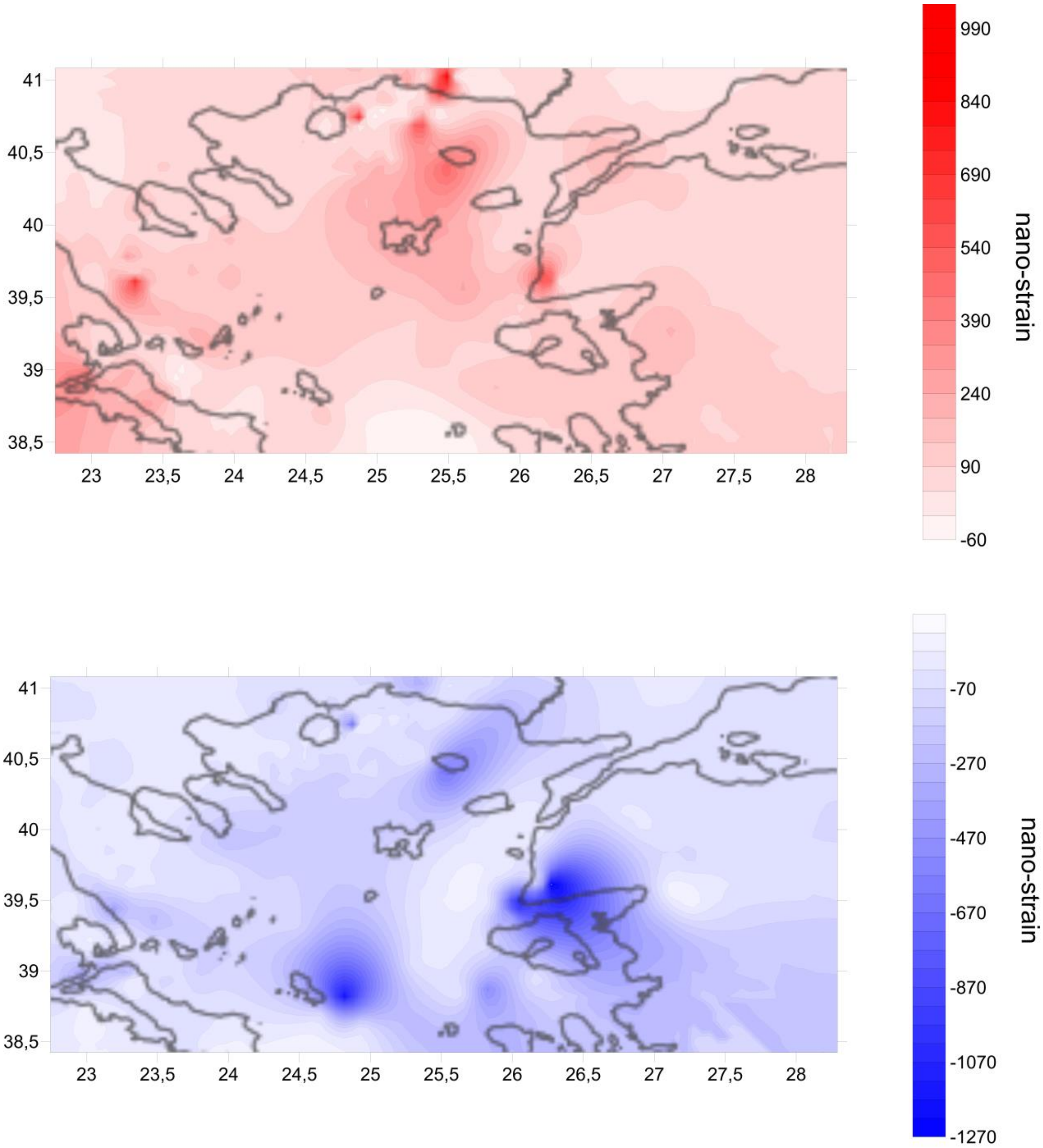
Τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.9.4 – πάνω) χωρίζονται σε δύο κύριες ομάδες. Ειδικότερα, η μία ομάδα εντοπίζεται στο βορειότερο τμήμα του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους και χαρακτηρίζεται από την παρουσία Β – Ν διεύθυνσης διανυσμάτων, ενώ η δεύτερη ομάδα εντοπίζεται στο κεντρικό και νότιο τμήμα του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, αποτελούμενη από ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης διανύσματα, η παρουσία των οποίων συνεχίζεται και στο δυτικό τμήμα της Τουρκίας. Η επικράτηση των διανυσμάτων της δεύτερης ομάδας έναντι της πρώτης καθίσταται σαφής και από τη μέση τιμή του αζιμούθιου του συνόλου των διανυσμάτων, η οποία είναι ίση με 203 μοίρες. Στην Εικόνα 6.2.9.4 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή του συνόλου των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV), η οποία υποδεικνύει τη συγκέντρωση των χαμηλότερων τιμών στο βορειότερο τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, οι οποίες ουσιαστικά συμπίπτουν με την περιοχή όπου εμφανίζονται τα Β – Ν διεύθυνσης διανύσματα. Αντιθέτως, από το κεντρικό τμήμα της περιοχής και προς τα νότια παρατηρείται σταδιακή αύξηση των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV), με τις υψηλότερες τιμές να εντοπίζονται στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, ενώ ταυτόχρονα οι συγκεκριμένες τιμές ταυτίζονται με τα ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης διανύσματα της δεύτερης ομάδας.

Εικόνα 6.2.9.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους.

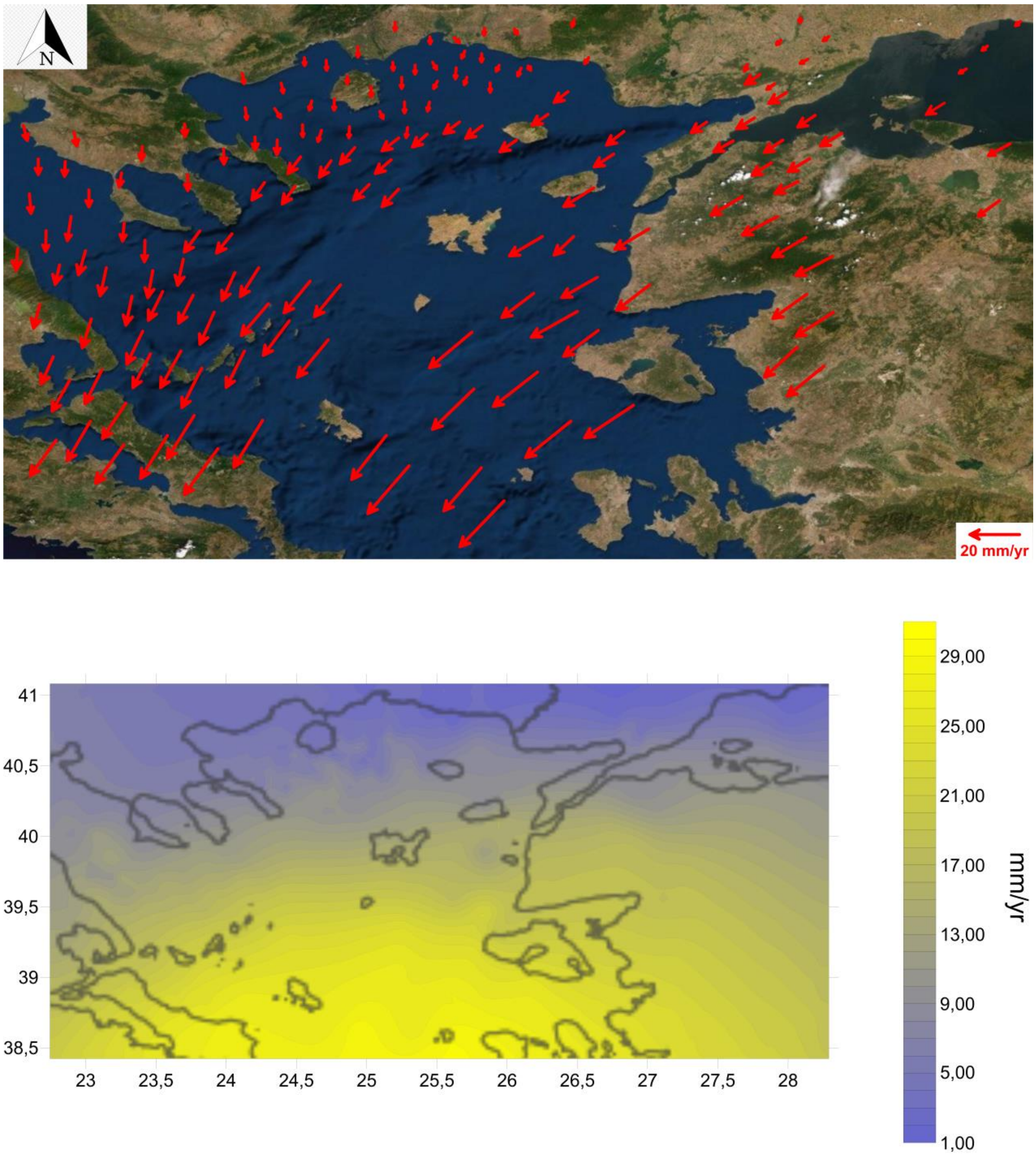
Η ανάλυση των αποτελεσμάτων υποδεικνύει την παρουσία χαμηλών τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) στο βορειότερο τμήμα της περιοχής, οι οποίες εκφράζονται από την παρουσία Β – Ν διεύθυνσης διανυσμάτων, ενώ σταδιακά στο κεντρικό και το νότιο τμήμα η διεύθυνση των διανυσμάτων μεταβάλλεται σε ΒΑ – ΝΔ, παρουσιάζοντας ταυτόχρονη αύξηση των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV), με τις μέγιστες τιμές να καταγράφονται στο νοτιότερο τμήμα. Γεωλογικά και τεκτονικά, οι συγκεκριμένες τιμές της Συνολικής Ταχύτητας (TV) συνδέονται με την τεκτονική διαφυγή της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά, μία κίνηση, η οποία λαμβάνει χώρα κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας. Η προέκταση της συγκεκριμένης ζώνης συνεχίζεται στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου, αποτελώντας το όριο μεταξύ των δύο προαναφερόμενων ομάδων διανυσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV).

Η παράμετρος της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) εκφράζει τα εφελκυστικά φαινόμενα που δρουν σε μία εξεταζόμενη περιοχή, καθώς σχετίζονται άμεσα με τη διατμητική δράση των ρηξιγενών ζωνών. Πιο συγκεκριμένα, η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) υπολογίστηκε για το σύνολο των 404 διαφορετικών τριγώνων της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, με τα εξαγόμενα αποτελέσματά της να υποδεικνύουν ένα εύρος τιμών το οποίο κυμαίνεται μεταξύ 10,1497 και 1637,6301 nano-strain.

Στην Εικόνα 6.2.9.5 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, οι οποίες γενικότερα θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως υψηλές. Πιο συγκεκριμένα, οι υψηλότερες τιμές φαίνεται ότι εμφανίζονται στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Θάσου – Θράκης – Σαμοθράκης, καθώς επίσης και στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Σαμοθράκης – Ίμβρου – Λήμνου. Επιπρόσθετα, σημαντικές τιμές παρουσιάζονται στον υποθαλάσσιο χώρο βορειοανατολικά του Βόλου, καθώς επίσης και στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Παγασητικού κόλπου – Εύβοιας, η οποία αναλύθηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Πιο ανατολικά, σημαντικές τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) εντοπίζονται στην υποθαλάσσια περιοχή ανατολικά της Σκύρου και νοτιοδυτικά της Λέσβου, καθώς επίσης και στα τουρκικά παράλια μεταξύ Λέσβου και Τενέδου. Η κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.9.5 – κάτω) επιβεβαιώνει σχεδόν πλήρως τις προαναφερόμενες παρατηρήσεις, μεταξύ των οποίων οι σημαντικότερες, βάσει τιμών, εντοπίζονται στον υποθαλάσσιο χώρο μεταξύ Σαμοθράκης – Ίμβρου – Λήμνου, βορειοανατολικά του Βόλου, ανατολικά της Σκύρου, καθώς και στο χερσαίο τμήμα βόρεια της Λέσβου. Επιπρόσθετα, η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) στην περιοχή που εκτείνεται μεταξύ Σαμοθράκης – Σιθωνίας – Σκύρου είναι ιδιαίτερα σημαντική, γεγονός το οποίο υποδεικνύει μία γενική, σημαντική τεκτονική δραστηριότητα της συγκεκριμένης περιοχής.



Εικόνα 6.2.9.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 404 διαφορετικών τιμών.



Εικόνα 6.2.9.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 404 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Τα αποτελέσματα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύουν την παρουσία ισχυρής διάτμησης στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, βάσει των ιδιαίτερα υψηλών τιμών της, γεγονός το οποίο σχετίζεται με τη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών και ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Γενικότερα, η συγκεκριμένη περιοχή είναι ίσως η μοναδική του ελληνικού χώρου, στην οποία εμφανίζονται τόσο υψηλές τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), ενώ ακόμη και οι χαμηλότερες τιμές της περιοχής είναι αρκετά υψηλές, συγκριτικά με τις αντίστοιχες άλλων περιοχών, οι οποίες έχουν αναλυθεί σε προηγούμενα υποκεφάλαια. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται στην περιοχή της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου, καθώς επίσης και στην τάφρο του Κεντρικού Αιγαίου.

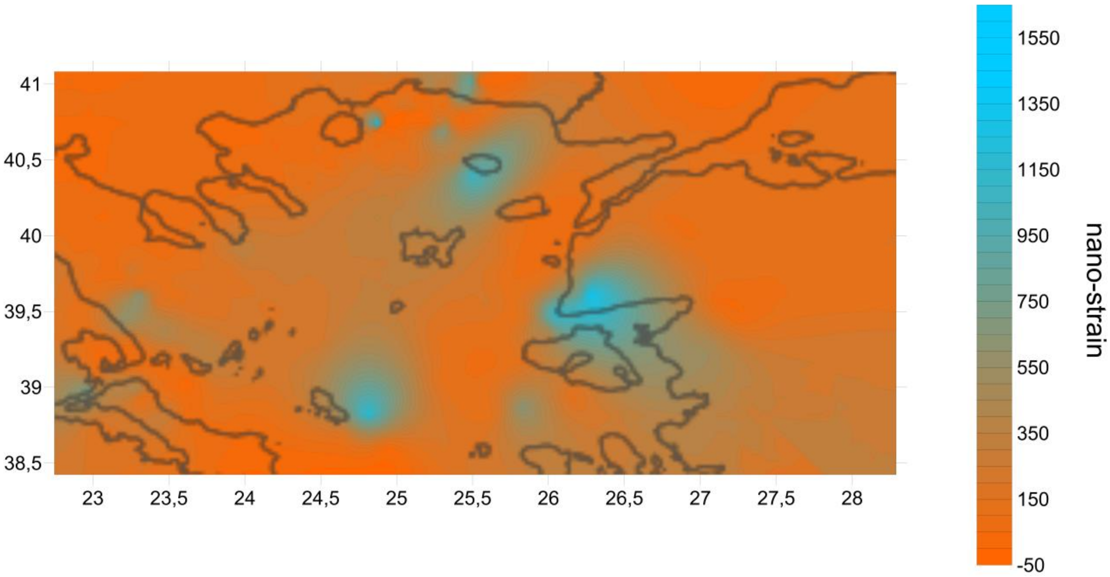
Η παράμετρος της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει τη διαστολή μίας περιοχής, η οποία σχετίζεται με την εφελκυστική τεκτονική, ή τη συστολή μίας περιοχής, η οποία σχετίζεται με συμπιεστική τεκτονική, αντίστοιχα, συμβάλλοντας καθοριστικά στην εκτίμηση της τεκτονικής δράσης μίας περιοχής. Πιο συγκεκριμένα, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) υπολογίστηκε για τα συνολικά 404 διαφορετικά τρίγωνα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, παρουσιάζοντας ένα εύρος τιμών, το οποίο κυμαίνεται μεταξύ -1180,0253 και 966,6602 nano-strain.

Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.9.6 – πάνω) υποδεικνύουν μία ισορροπία ως προς τη διαστολή και τη συστολή της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους στο μεγαλύτερο τμήμα της. Παρόλα αυτά οι τιμές της συστολής φαίνεται ότι είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της διαστολής. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η περιοχή που εκτείνεται στην ευρύτερη περιοχή, βόρεια της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου, όπου παρά την ισορροπία μεταξύ διαστολής – συστολής, οι τιμές της συστολής είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της διαστολής, ενώ αντίστοιχη εικόνα παρατηρείται στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής που εκτείνεται από το νότιο τμήμα της Ίμβρου έως τα δυτικά της Χίου, με την παρουσία σαφώς υψηλότερων τιμών συστολής έναντι των αντίστοιχων της διαστολής, καθώς επίσης και στο υποθαλάσσιο τμήμα μεταξύ Παγασητικού κόλπου και Εύβοιας. Ωστόσο στο δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής, παρατηρείται μία μεταβολή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), η οποία σχετίζεται με τη σχεδόν αποκλειστική παρουσία διαστολής και την ταυτόχρονη απουσία συστολής, γεγονός το οποίο οριοθετεί τη μεταβολή του τεκτονικού καθεστώτος. Στην Εικόνα 6.2.9.6 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), βάσει της οποίας καθίσταται εμφανής η συνύπαρξη διαστολής και συστολής στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, ενώ ταυτόχρονα υποδεικνύεται η παρουσία υψηλότερων τιμών συστολής συγκριτικά με τις αντίστοιχες τιμές διαστολής. Ειδικότερα, όσον αφορά τις τιμές συστολής, εντοπίζονται τρεις συγκεντρώσεις ιδιαίτερα υψηλών τιμών με την πρώτη από αυτές να τοποθετείται στον υποθαλάσσιο χώρο μεταξύ Θράκης και Σαμοθράκης, η δεύτερη καταλαμβάνει τη χερσαία περιοχή (τουρκικά παράλια) βόρεια της Λέσβου, το νησί της Λέσβου και προεκτείνεται προς τα νοτιοανατολικά, ενώ η τρίτη τοποθετείται στο υποθαλάσσιο τμήμα ανατολικά της Σκύρου, παρουσιάζοντας μία ταυτόχρονη προέκτασή της προς το Νότιο Αιγαίο Πέλαγος. Επιπρόσθετα, δύο επιπλέον, αρκετά χαμηλότερων τιμών, συγκεντρώσεις συστολής παρουσιάζονται στο κεντρικό τμήμα της περιοχής, νότια της Σιθωνίας και του Άθω, καθώς επίσης και στον υποθαλάσσιο χώρο μεταξύ Παγασητικού κόλπου και Εύβοιας. Σχετικά με τις τιμές της διαστολής, στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους εντοπίζονται τέσσερεις συγκεντρώσεις. Οι τρεις από αυτές τοποθετούνται σε σχετικά κοντινή απόσταση μεταξύ τους, δημιουργώντας περίπου μία ευθεία που εκτείνεται από τα παράλια της Θράκης, συνεχίζει στο υποθαλάσσιο τμήμα ανατολικά της Σαμοθράκης, καταλαμβάνει την περιοχή της Λήμνου και καταλήγει στο νοτιότερο τμήμα της Λήμνου (ανατολικά της Λέσβου), ενώ αξιοσημείωτο θεωρείται το γεγονός ότι η συγκεκριμένη περιοχή περιβάλλεται από τις προαναφερόμενες συγκεντρώσεις, υψηλών τιμών συστολής. Η τελευταία σημαντική συγκέντρωση διαστολής τοποθετείται στην υποθαλάσσια περιοχή βορειοανατολικά του Βόλου, χωρίς ωστόσο να συνυπάρχει με σημαντικές τιμές συστολής. Επιπρόσθετα αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι εντοπίζονται ορισμένες συγκεντρώσεις χαμηλότερων τιμών διαστολής στον υποθαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά της Κασσάνδρας και στα στενά των Δαρδανελίων. Γενικότερα, ωστόσο, είναι αρκετά σαφές το γεγονός ότι συνολικά οι τιμές της συστολής είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της διαστολής.

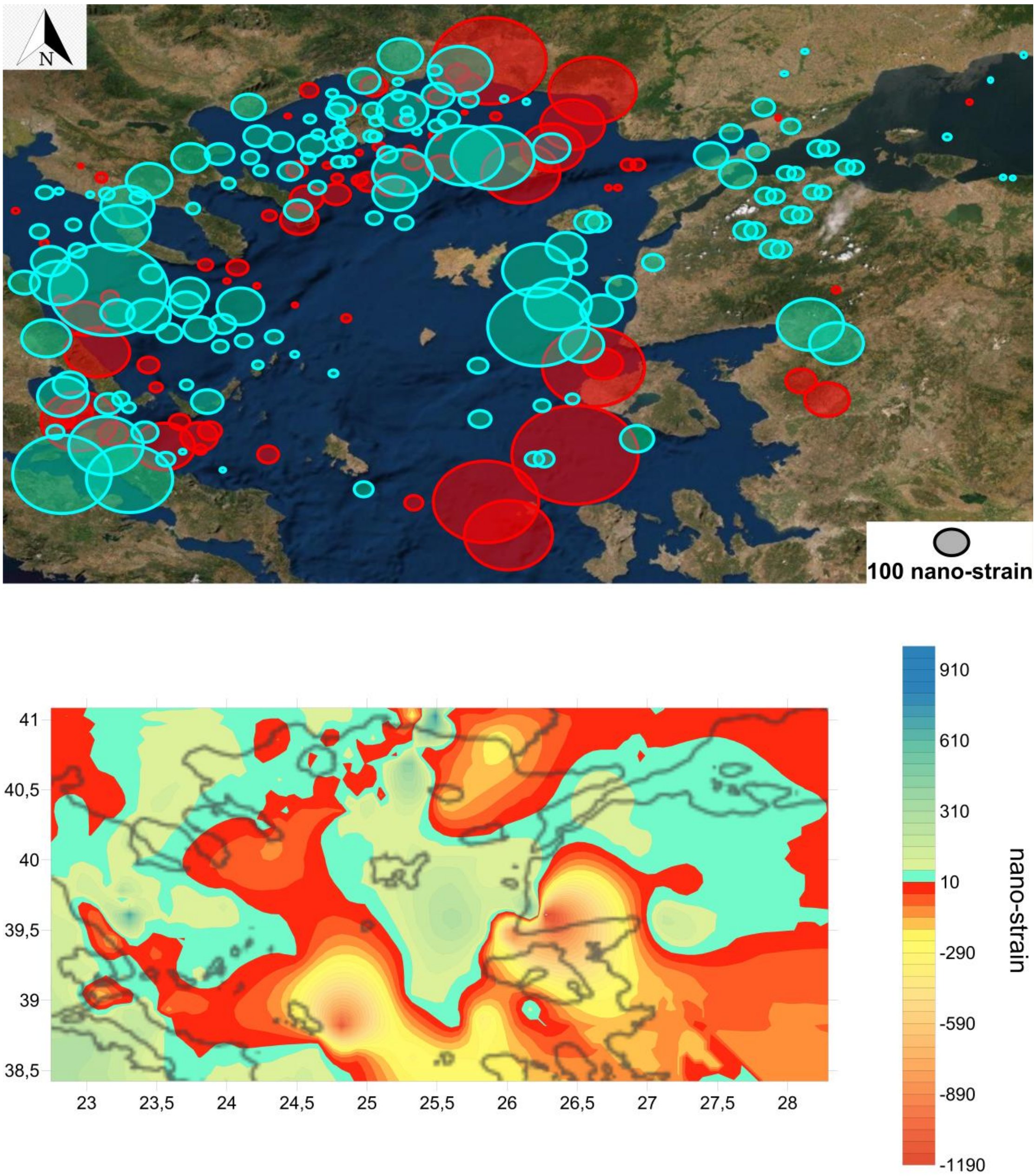
Η ανάλυση των αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει την επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, τόσο χωρικά όσο και ποσοτικά. Πιο συγκεκριμένα, στο βόρειο, κεντρικό, νότιο και ανατολικό υποθαλάσσιο τμήμα της περιοχής παρατηρείται η συνύπαρξη της διαστολής και της συστολής, με τη συστολή να καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής, δημιουργώντας ταυτόχρονα τρεις συγκεντρώσεις ιδιαίτερα υψηλών τιμών (περιοχή Θράκης – Σαμοθράκης, ευρύτερη περιοχή της Λέσβου και περιοχή ανατολικά της Σκύρου) και δύο χαμηλότερων τιμών (περιοχή νότια της κεντρικής – ανατολικής Χαλκιδικής και περιοχή μεταξύ Παγασητικού κόλπου – Εύβοιας). Μεταξύ των προαναφερόμενων συγκεντρώσεων συστολής παρεμβάλλεται ένα σημαντικό, χωρικά, τμήμα που χαρακτηρίζεται από την παρουσία διαστολής, παρουσιάζοντας ταυτόχρονα ορισμένες συγκεντρώσεις υψηλών τιμών (περιοχή δυτικά της Σαμοθράκης έως την ευρύτερη περιοχή νοτιοανατολικά της Λήμνου και περιοχή των στενών των Δαρδανελίων), οι οποίες ωστόσο χαρακτηρίζονται από χαμηλότερες τιμές συγκριτικά με τις αντίστοιχες της συστολής. Στο δυτικότερο τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) φαίνεται ότι διαφοροποιείται σημαντικά ως προς την αντίστοιχη του προαναφερόμενου τμήματος, καθώς στην υποθαλάσσια περιοχή που εκτείνεται βορειοανατολικά της περιοχής του Βόλου, παρουσιάζεται επικράτηση της διαστολής με την παρουσία σχετικά υψηλών τιμών, ενώ ταυτόχρονα η συστολή είτε απουσιάζει είτε λαμβάνει σχεδόν μηδενικές τιμές. Ο συσχετισμός των αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) με τα αντίστοιχα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύει ορισμένες ομοιότητες μεταξύ τους, ως προς τη συγκέντρωση των τιμών τους. Ειδικότερα, οι ιδιαίτερα υψηλές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) στην περιοχή της Σαμοθράκης, στην περιοχή βόρεια της Λέσβου, στο ανατολικό τμήμα της Σκύρου και στην υποθαλάσσια περιοχή βορειοανατολικά του Βόλου, συμπίπτουν με τις αντίστοιχες της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), γεγονός το οποίο υποδεικνύει την παρουσία εφελκυστικής τεκτονικής στις προαναφερόμενες περιοχές, η οποία εκφράζεται με τη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών ή ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Επιπλέον, όσον αφορά την κατανομή της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, παρουσιάζει κοινά χαρακτηριστικά με τις αντίστοιχες κατανομές των προαναφερόμενων παραμέτρων. Ειδικότερα, η κατανομή των υψηλότερων τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) παρουσιάζει ομοιότητες με την αντίστοιχη κατανομή των υψηλότερων τιμών της διαστολής σε ολόκληρη την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, ενώ αντίστοιχα η κατανομή των υψηλότερων τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) παρουσιάζει ομοιότητες με την αντίστοιχη κατανομή των υψηλότερων τιμών της συστολής. Συνεπώς, τα τμήματα της περιοχής με υψηλές τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) παρουσιάζουν ταυτόχρονα υψηλές τιμές διαστολής και αντίστοιχα τα τμήματα της περιοχής με υψηλές τιμές Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) παρουσιάζουν υψηλές τιμές συστολής, ενώ ταυτόχρονα στο σύνολο σχεδόν των τμημάτων της περιοχής, όπου παρουσιάζονται συγκεντρώσεις υψηλών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) – διαστολής και Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) – συστολής, παρατηρούνται ταυτόχρονα συγκεντρώσεις υψηλών τιμών Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS). Συνεπώς, όσον αφορά το μεγαλύτερο τμήμα της περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, το οποίο περιλαμβάνει το βόρειο, κεντρικό, νότιο και ανατολικό τμήμα του, παρατηρείται μία συνύπαρξη διαστολής – συστολής, με τις τιμές της συστολής να είναι σαφώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες τις διαστολής, ενώ αντίστοιχη εικόνα παρουσιάζει η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE) σε σχέση με τη Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE). Ταυτόχρονα, οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) είναι μέτριες έως υψηλές. Ως εκ τούτου, βάσει των προαναφερόμενων παρατηρήσεων, στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους δρουν πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Όσον αφορά το δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (υποθαλάσσιος χώρος βορειοδυτικά του Βόλου), οι παράμετροι χαρακτηρίζονται από ορισμένες διαφοροποιήσεις, οι οποίες περιλαμβάνουν την παρουσία υψηλών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και διαστολής, ενώ ταυτόχρονα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) και της συστολής είναι πολύ χαμηλές έως και μηδενικές. Κατά συνέπεια, στη συγκεκριμένη περιοχή θεωρείται ότι δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες σύμφωνα με τη διεύθυνση των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), χαρακτηρίζονται από ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξη.

Η Περιστροφή (Rot), βάσει της οποίας περιγράφεται η γεωτεκτονική εξέλιξη μίας περιοχής, υπολογίστηκε για την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το μοντέλο περιστροφών, το οποίο κατασκευάστηκε για την περίοδο των 5 εκατομμυρίων ετών. Ειδικότερα, το μοντέλο περιστροφών υπέδειξε το γεγονός ότι στη συγκεκριμένη περιοχή λαμβάνουν χώρα τόσο αριστερόστροφες όσο και δεξιόστροφες περιστροφές, ενώ για το σύνολο των 404 διαφορετικών κεντροειδών, η μέγιστη (αριστερόστροφη) και η ελάχιστη (δεξιόστροφη) εκτιμώμενη τιμή της Περιστροφής (Rot) είναι 240 και -184 μοίρες, αντίστοιχα.

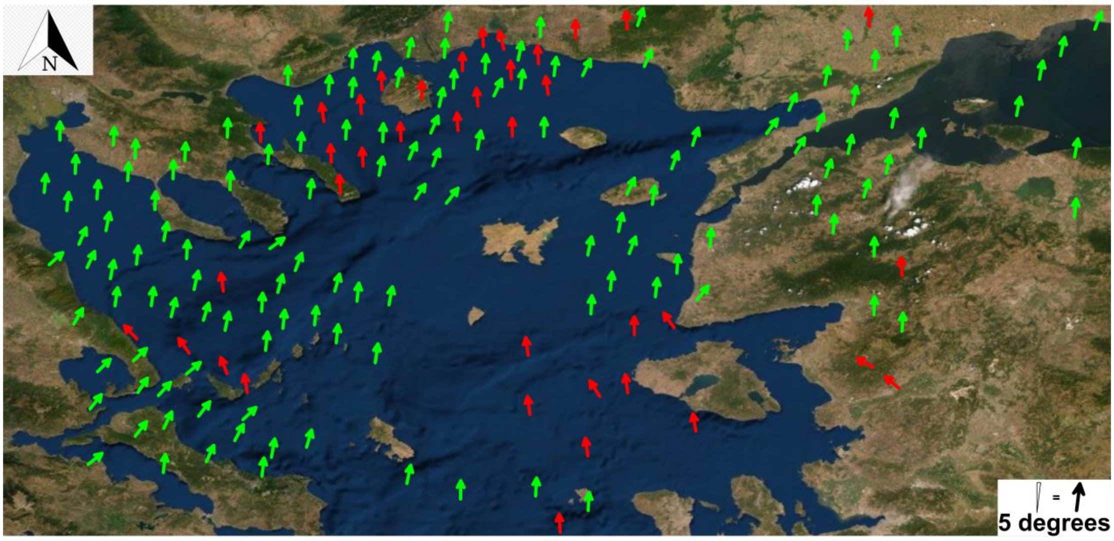
Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιστροφής (Rot) (Εικόνα 6.2.9.7 – πάνω) υποδεικνύουν τη σαφή επικράτηση των δεξιόστροφων περιστροφών στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται αξιοσημείωτη παρουσία αριστερόστροφων περιστροφών, οι οποίες εντοπίζονται κυρίως στο βορειότερο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής (υποθαλάσσια περιοχή εκατέρωθεν της Θάσου), καθώς επίσης και στο νότιο – νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής (υποθαλάσσια και χερσαία περιοχή εκατέρωθεν της Λέσβου). Επιπρόσθετα, ένας περιορισμένος αριθμός αριστερόστροφων περιστροφών εντοπίζεται μεταξύ της υποθαλάσσιας περιοχής βορειοανατολικά του Βόλου και των Σποράδων. Όσον αφορά την παρουσία των διανυσμάτων των δεξιόστροφων περιστροφών, γενικότερα επικρατεί στο δυτικό, το κεντρικό και το βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, ενώ στο βορειότερο τμήμα συνυπάρχουν με τα διανύσματα της αριστερόστροφης περιστροφής. Στην Εικόνα 6.2.9.7 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Περιστροφής (Rot), η οποία υποδεικνύει την παρουσία εννέα συγκεντρώσεων, αριστερόστροφων περιστροφών στη συγκεκριμένη περιοχή. Ειδικότερα, οι τέσσερεις συγκεντρώσεις εντοπίζονται στην περιοχή μεταξύ Θάσου και Σαμοθράκης, οι τρεις συγκεντρώσεις στην περιοχή βορειοδυτικά των Σποράδων, ενώ οι δύο κυριότερες συγκεντρώσεις εντοπίζονται στον υποθαλάσσιο χώρο ανατολικά της Σκύρου και στην περιοχή της Λέσβου, καθώς και στο ευρύτερο βόρειο και ανατολικό τμήμα της. Ως προς τις τιμές των δεξιόστροφων και αριστερόστροφων περιστροφών, γενικότερα δεν παρουσιάζονται σημαντικές διαφορές μεταξύ των δύο ειδών περιστροφής. Επιπρόσθετα, οι υψηλότερες δεξιόστροφες τιμές περιστροφής εντοπίζονται στην περιοχή της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου, ενώ οι αντίστοιχες αριστερόστροφες τιμές παρουσιάζονται στις περιοχές ανατολικά της Θάσου, ανατολικά της Σκύρου και στην ευρύτερη περιοχή της Λέσβου.

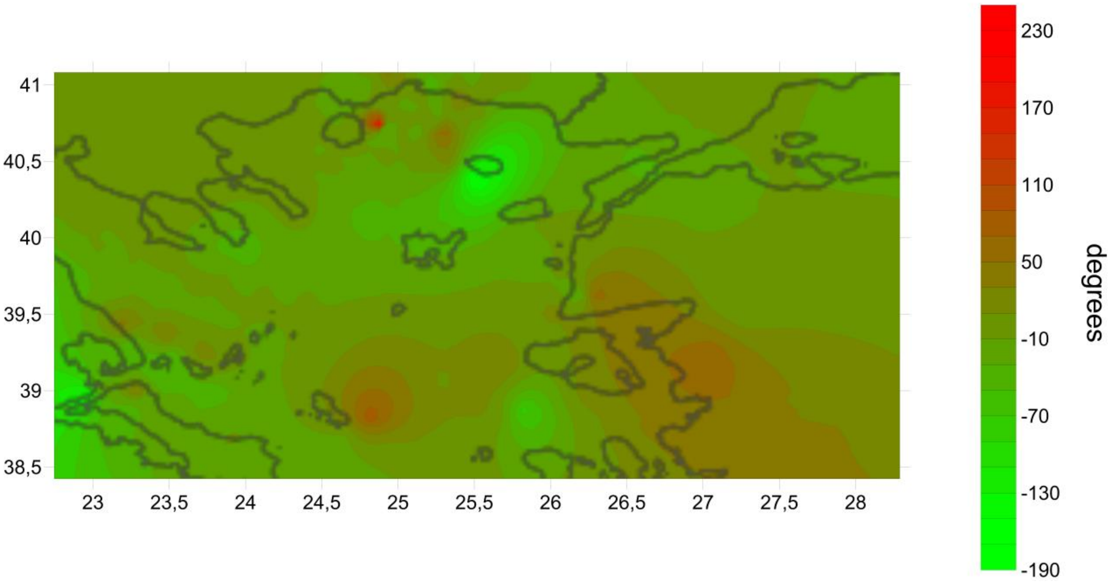


Εικόνα 6.2.9.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 404 διαφορετικών τιμών (κάτω).



Εικόνα 6.2.9.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 404 διαφορετικών τιμών (κάτω).





Εικόνα 6.2.9.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 404 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.10. Νότιο Αιγαίο Πέλαγος

Ο υποθαλάσσιος χώρος ανατολικά της Στερεάς Ελλάδας και της Πελοποννήσου, στον οποίο συμπεριλαμβάνονται οι Κυκλάδες, το Κρητικό Πέλαγος και σημαντικό τμήμα των Δωδεκανήσων αποτελεί την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Παρόλο που το σημαντικότερο τμήμα της περιοχής είναι υποθαλάσσιο, στην ευρύτερη περιοχή εντοπίζονται 55 μόνιμοι σταθμοί GPS/GNSS, από τους οποίους πραγματοποιείται η καταγραφή των πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων (Εικόνα 6.2.10.1). Βάσει της μεθόδου του τριγωνισμού, η οποία εφαρμόστηκε για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, από το συνδυασμό των 55 μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS/GNSS, προήλθε η κατασκευή 1778 τριγώνων, για τα καθένα εκ των οποίων εκτιμήθηκε η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, η Συνολική Ταχύτητα (TV), η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) και η Περιστροφή (Rot). Επιπλέον, σημειώνεται ότι η καταγραφή των γεωδαιτικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε για μία περίοδο επτά ετών (2008 – 2014), με την καταγραφή τους να πραγματοποιείται ανά 30 δευτερόλεπτα, ενώ το χρησιμοποιούμενο σύστημα αναφοράς είναι το ‘European Terrestrial Reference System 2000 – ETRF2000’, σύμφωνα με το οποίο η Ευρασιτική πλάκα θεωρείται σταθερή.

Εικόνα 6.2.10.1. 55 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους.

Η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, οι οποίες εκφράζουν εκτατικά και συμπιεστικά φαινόμενα αντίστοιχα, εκτιμήθηκαν για τα συνολικά 1778 διαφορετικά τρίγωνα της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Ειδικότερα, το εύρος των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) κυμαίνεται μεταξύ -73,6877 και 34522,8671 nano-strain, ενώ το αντίστοιχο εύρος τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) κυμαίνεται μεταξύ -36689,8052 και 153,1991 nano-strain.

Στην Εικόνα 6.2.10.2 παρουσιάζονται τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, τα οποία παρουσιάζουν μέτριες και κατά τόπους υψηλές τιμές. Γενικότερα, στο εσωτερικό του Νότιου Αιγαίου Πελάγους διακρίνονται πέντε κύριες ομάδες διανυσμάτων. Αρχικά, στο δυτικότερο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής παρατηρείται η πρώτη ομάδα διανυσμάτων, η οποία τοποθετείται σε μία νοητή ευθεία που εκτείνεται από το ανατολικότερο τμήμα της Πελοποννήσου, συνεχίζει νοτιότερα στο νησί των

Κυθήρων και καταλήγει στο υποθαλάσσιο τμήμα βορειοδυτικά της Κρήτης, παρουσιάζοντας μία ΑΒΑ – ΔΝΔ διεύθυνση. Η δεύτερη ομάδα διανυσμάτων εντοπίζεται ανατολικότερα της πρώτης ομάδας, καταλαμβάνοντας τον υποθαλάσσιο χώρο που περιβάλλεται μεταξύ Μήλου – Ύδρας – Αττικής – Κέας – Κύθνου, και χαρακτηρίζεται από ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνση. Η τρίτη ομάδα διανυσμάτων καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα συγκριτικά με τις υπόλοιπες και εκτείνεται από την περιοχή ανατολικά της Μήλου, συνεχίζει στην περιοχή της Θήρας, εκτείνεται στο μεγαλύτερο τμήμα (βόρειο και κεντρικό) του Κρητικού Πελάγους, καταλήγοντας στην υποθαλάσσια περιοχή δυτικά της Ρόδου, ενώ στη συνέχεια εκτείνεται προς τα βόρεια έως την υποθαλάσσια περιοχή δυτικά της Κω και προς τα δυτικά στις περιοχές της Αμοργού, της Ίου και της Φολέγανδρου. Επιπλέον, σημειώνεται το γεγονός ότι η τρίτη ομάδα χαρακτηρίζεται από μία γενική ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση. Η τέταρτη ομάδα διανυσμάτων εντοπίζεται στην περιοχή της Καλύμνου, συνεχίζοντας μέχρι την περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου, ενώ ταυτόχρονα εκτείνεται προς τα ανατολικά, παρουσιάζοντας μία γενική ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση. Η πέμπτη ομάδα διανυσμάτων εντοπίζεται στην περιοχή Πάρου – Νάξου και στη συνέχεια εκτείνεται προς τα βόρειο – βορειοδυτικά μέχρι το νοτιότερο τμήμα της Εύβοιας, ενώ η διεύθυνση των συγκεκριμένων διανυσμάτων είναι Α – Δ (κατά τόπους μεταβάλλονται μεταξύ ΑΒΑ – ΔΝΔ έως ΑΝΑ – ΔΒΔ).

Η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ) της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, η οποία προήλθε κατά την εφαρμογή της μεθόδου παρεμβολής (Interpolation – Kriging), υποδεικνύει την παρουσία οκτώ συγκεντρώσεων υψηλών τιμών. Ειδικότερα, μία συγκέντρωση εντοπίζεται στην περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου, η οποία εκτείνεται στο εσωτερικό της Τουρκίας, ενώ δύο σημαντικές συγκεντρώσεις εντοπίζονται στην ενδιάμεση περιοχή Ανάφης – Αστυπάλαιας. Επιπλέον, δύο σημαντικές συγκεντρώσεις παρουσιάζονται στο βόρειο και κεντρικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους, ενώ δύο επιπρόσθετες συγκεντρώσεις σημειώνονται στις περιοχές της Θήρας και της Νάξου – Κουφονησιών, αντίστοιχα. Η τελευταία συγκέντρωση σημαντικών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ) παρουσιάζεται στην περιοχή Μήλου – Αντιμήλου. Στην Εικόνα 6.2.10.3 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΙΗΕ), βάσει της οποίας προκύπτουν τέσσερεις κύριες συγκεντρώσεις, οι οποίες εντοπίζονται σε κοντινή απόσταση από τις προαναφερόμενες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ).

Ειδικότερα, η πρώτη εντοπίζεται στην περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου, η δεύτερη στην περιοχή μεταξύ Ανάφης και Αστυπάλαιας, η τρίτη στο κεντρικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους και η τέταρτη στην περιοχή της Θήρας. Επιπρόσθετα, στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους εντοπίζονται ορισμένες επιπλέον συγκεντρώσεις αξιοσημείωτων τιμών στην περιοχή νότια – νοτιοδυτικά της Αστυπάλαιας, στην ευρύτερη περιοχή Αμοργού – Κουφονησιών, στην περιοχή μεταξύ Πάρου – Ίου – Σίκινου – Φολέγανδρου και στην ευρύτερη περιοχή Μήλου – Αντιμήλου.

Σχετικά με την ανάλυση των εξαγόμενων αποτελεσμάτων της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, παρατηρείται μία ισορροπία μεταξύ τους, η οποία εκφράζεται με παρόμοιου μεγέθους τιμές σε μία συγκεκριμένη περιοχή. Ωστόσο, κατά τη σύγκριση των μεταξύ τους τιμών εντοπίζεται μία γενικότερη παρουσία ελαφρώς υψηλότερων τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) από τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) στο μεγαλύτερο τμήμα της συγκεκριμένης περιοχής. Σχετικά με την εντονότερη τεκτονική δραστηριότητα της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, γενικότερα παρατηρείται στο κεντρικό του τμήμα και κατά κύριο λόγο στις περιοχές Θήρας – Ανάφης –Αστυπάλαιας και Θήρας – Ίου – Αμοργού, καθώς και στο βόρειο και κεντρικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους δεν εντοπίζονται τμήματά του, στα οποία να επικρατεί εμφατικά η Μέγιστη (MAHE) ή η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, αντίστοιχα.

Η παράμετρος της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με την οποία εκτιμάται η διεύθυνση και το μέγεθός της κίνησης για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, συμβάλλει σημαντικά στην εκτίμηση του τρόπου της γεωτεκτονικής εξέλιξης. Πιο συγκεκριμένα, για το σύνολο των 1778 τριγώνων, η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της Συνολικής Ταχύτητας (TV) υπολογίστηκαν ότι είναι 26,50 και 39,00 χιλιοστά/έτος, αντίστοιχα.

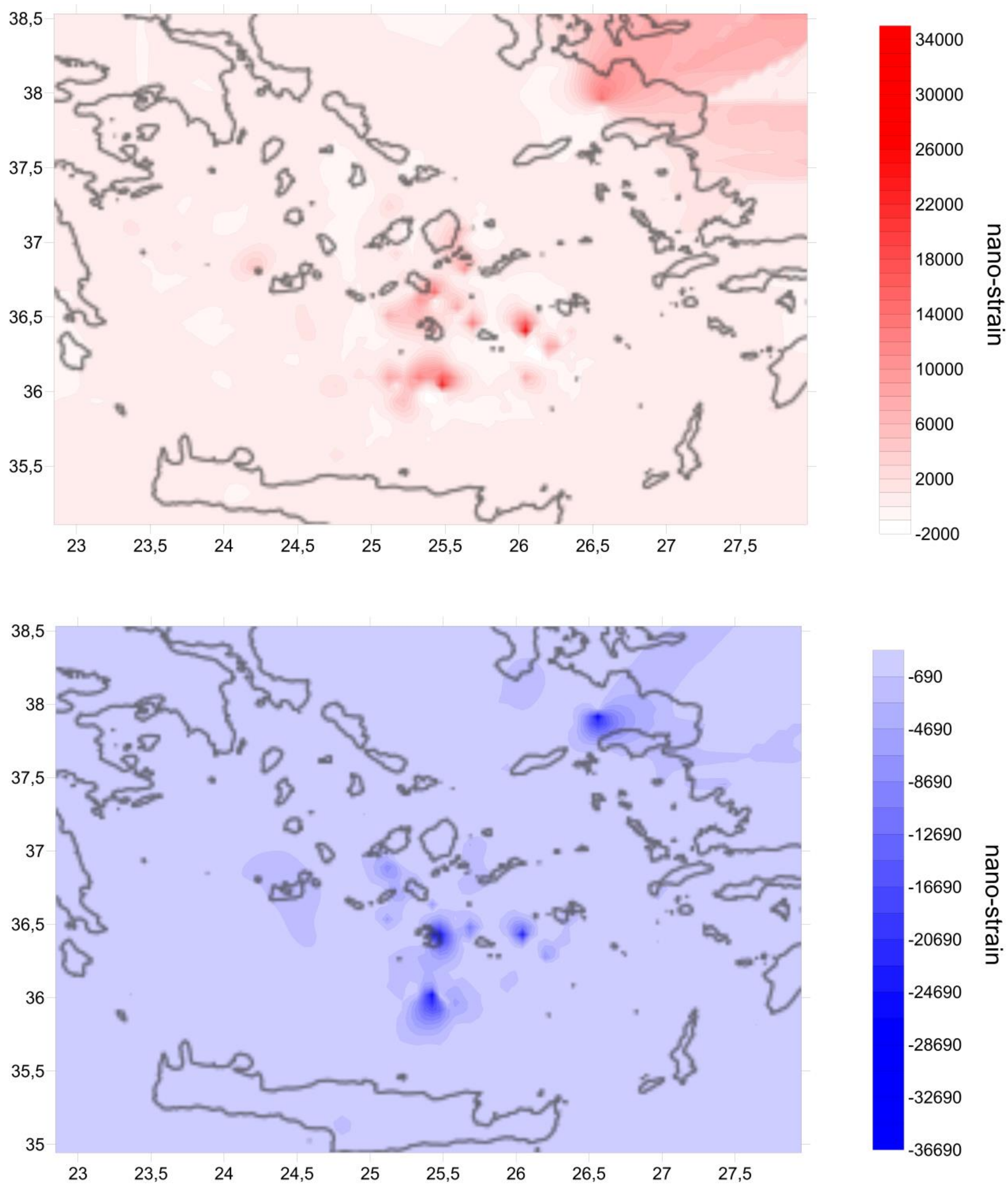
Στην Εικόνα 6.2.10.4 (πάνω) παρουσιάζονται τα αντιπροσωπευτικότερα διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV), τα οποία χαρακτηρίζονται από σημαντική ομοιογένεια, υποδεικνύοντας μία οργανωμένη κίνηση της περιοχής προς τα νοτιοδυτικά. Συνεπώς, το σύνολο των αντιπροσωπευτικών διανυσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) χαρακτηρίζονται από ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση, γεγονός το οποίο αποτυπώνεται στη μέση τιμή του αζιμούθιου των 1778 εξεταζόμενων σημείων, η οποία υπολογίστηκε ίση με 211 μοίρες. Όσον αφορά την κατανομή του συνόλου των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.10.4 – κάτω) καθίσταται σαφής η συγκέντρωση των χαμηλότερων τιμών στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται αύξηση στο νότιο – νοτιοδυτικό τμήμα. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η μείωση των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) στο νοτιοδυτικότερο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής δεν ανταποκρίνεται στην πραγματικότητα και οφείλεται στην απουσία σημαντικού αριθμού δεδομένων για τη συγκεκριμένη περιοχή, η οποία είναι υποθαλάσσια, ενώ η συγκεκριμένη κατανομή οφείλεται στη γεωστατιστική επεξεργασία (μέθοδος παρεμβολής – Kriging).

Εικόνα 6.2.10.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους.

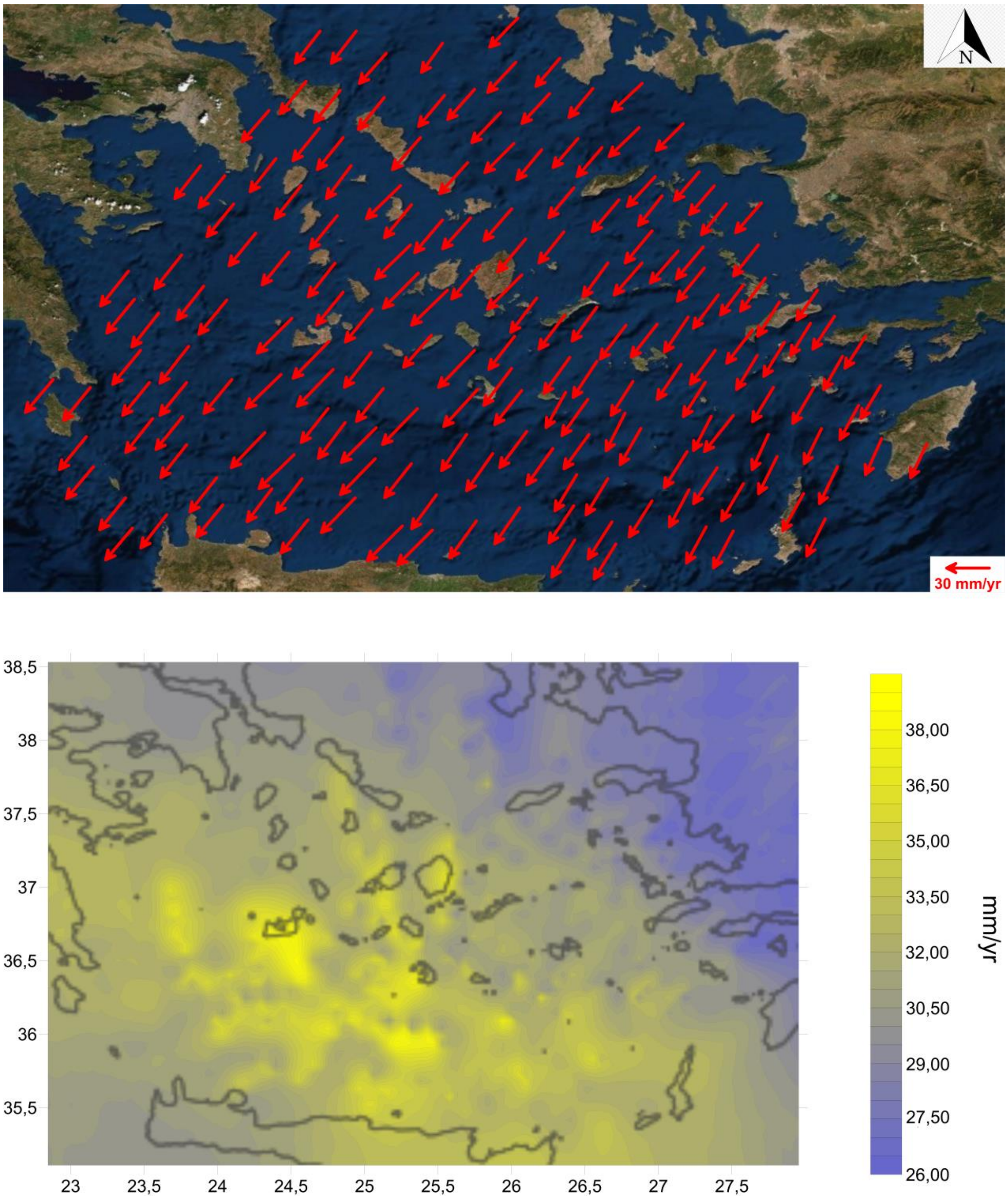
Βάσει της ανάλυσης των εξαγόμενων αποτελεσμάτων προκύπτει το γεγονός ότι η Συνολική Ταχύτητα (TV) της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους χαρακτηρίζεται από μία ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση σε ολόκληρη την έκτασή της, υποδεικνύοντας την κίνηση της περιοχής προς τα νοτιοδυτικά, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται αύξηση των τιμών από βόρειο – βορειοανατολικό στο νότιο – νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής. Η προαναφερόμενη κίνηση και οι ιδιαίτερα υψηλές τιμές της Συνολικής Ταχύτητας (TV) σχετίζονται τεκτονικά με την κίνηση (τεκτονική διαφυγή) της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά, γεγονός το οποίο επηρεάζει σημαντικά την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Επιπρόσθετα, η αύξηση των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής σχετίζεται με τη μείωση της απόστασης από το χώρο σύγκλισης της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας.

Η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) αποτελεί μία παράμετρο, η οποία είναι άμεσα συνδεδεμένη με την εφελκυστική δράση μίας περιοχής, καθώς στην πλειοψηφία των περιπτώσεων τα εφελκυστικά φαινόμενα είναι αλληλένδετα με τη διάτμηση των ρηξιγενών ζωνών. Ειδικότερα, για τα συνολικά 1778 τρίγωνα εκτιμήθηκε η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), οι εξαγόμενες τιμές της οποίας κυμαίνονται μεταξύ 1,7037 και 64898,4657 nano-strain.

Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (Εικόνα 6.2.10.5 – πάνω) χαρακτηρίζονται γενικότερα υψηλές. Ειδικότερα, η παρουσία των σημαντικότερων τιμών εντοπίζεται κατά κύριο λόγο στο κεντρικό και νότιο τμήμα της περιοχής και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή των Κυκλάδων (περιοχή μεταξύ Πάρου, Νάξου, Ίου, Θήρας, Ανάφης και Αστυπάλαιας) και το Κρητικό Πέλαγος, ενώ αντιθέτως στο βορειότερο εντοπίζονται σαφώς χαμηλότερες τιμές, με εξαίρεση το βορειοανατολικό τμήμα (περιοχή Σάμου). Επιπλέον, αξιοσημείωτες τιμές εντοπίζονται δυτικότερο τμήμα της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (υποθαλάσσια περιοχή ανατολικά της Πελοποννήσου), καθώς και στο νοτιοανατολικό της τμήμα (περιοχή Καρπάθου και Ρόδου). Στην Εικόνα 6.2.10.5 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), βάσει της οποίας υποδεικνύονται επτά συγκεντρώσεις υψηλών τιμών στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Ειδικότερα, η πρώτη εντοπίζεται στην περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου, ενώ ταυτόχρονα εκτείνεται στα παράλια της Τουρκίας. Η δεύτερη και η τρίτη εντοπίζονται σε κοντινή απόσταση μεταξύ τους στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Ανάφης και Αστυπάλαιας, λαμβάνοντας παρόμοιες τιμές. Η τέταρτη εντοπίζεται στο κεντρικό τμήμα των Κυκλάδων και πιο συγκεκριμένα συμπεριλαμβάνει την περιοχή μεταξύ Νάξου, Ηράκλειας, Σχοινούσας και Κουφονησιών, ενώ η πέμπτη εμφανίζεται στο νότιο τμήμα των Κυκλάδων, περιλαμβάνοντας κατά κύριο λόγο την Θήρα και την ευρύτερη περιοχή, καθώς επίσης και τα νησιά Ίος και Σίκινος. Η έκτη συγκέντρωση παρουσιάζεται νότια της Θήρας στην περιοχή του Κρητικού Πελάγους και η έβδομη στην περιοχή της Μήλου και την ευρύτερη περιοχή της. Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι, εκτός των προαναφερόμενων περιοχών όπου εντοπίζονται οι υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), και στην υπόλοιπη περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους εντοπίζονται αρκετά υψηλές τιμές.



Εικόνα 6.2.10.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 1778 διαφορετικών τιμών.

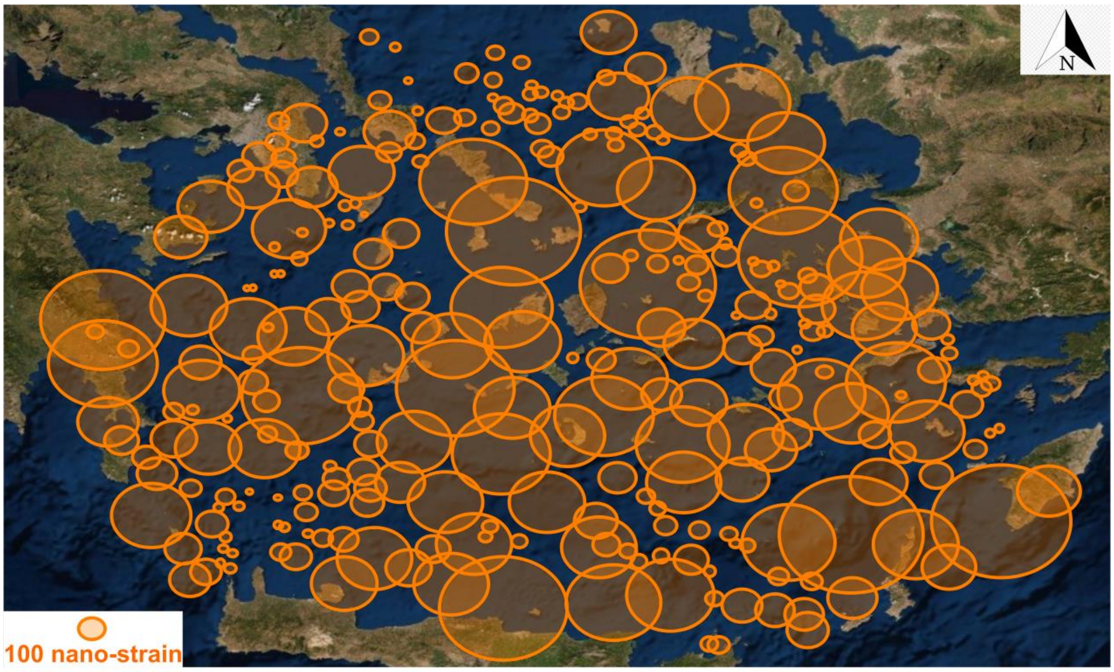


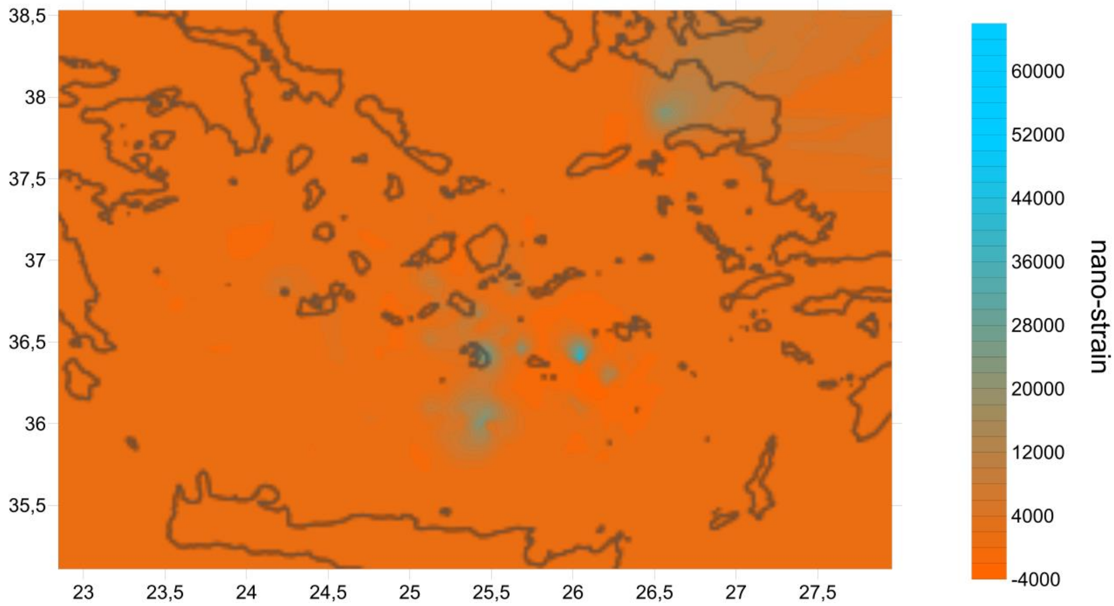
Εικόνα 6.2.10.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 1778 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Σύμφωνα με τις τιμές των εξαγόμενων αποτελεσμάτων της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), η περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους χαρακτηρίζεται από τη σημαντική παρουσία διάτμησης, γεγονός το οποίο οφείλεται, σύμφωνα με την τεκτονική ερμηνεία, στη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών ή/και ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι τιμές της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους είναι από τις υψηλότερες του ελληνικού χώρου, ενώ υπερέχουν σημαντικά έναντι των αντίστοιχων τιμών του ηπειρωτικού ελληνικού χώρου.

Η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) σχετίζεται με τη διαστολή ή τη συστολή μίας περιοχής, υποδεικνύοντας τη δράση εφελκυστικών ή συμπιεστικών φαινομένων, αντίστοιχα, οδηγώντας ταυτόχρονα στον προσδιορισμό του τεκτονικού καθεστώτος και των τεκτονικών δομών της περιοχής. Ειδικότερα, η παράμετρος της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) εκτιμήθηκε για το σύνολο των 1778 κεντροειδών της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, με τις τιμές να κυμαίνονται από -32258,7098 – 34,097,4203 nano-strain.

Στην Εικόνα 6.2.10.6 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), βάσει των οποίων η περιοχή του Νότιου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από μία ισορροπημένη παρουσία διαστολής και συστολής. Ωστόσο, η διαστολή φαίνεται ότι επικρατεί ελαφρώς έναντι της συστολής, τόσο ποσοτικά όσο και χωρικά, γεγονός το οποίο αποτυπώνεται σε αρκετά τμήματα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Ειδικότερα, στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (ευρύτερη περιοχή Σάμου – Χίου) παρατηρείται μία ελαφρώς σημαντικότερη παρουσία της διαστολής έναντι της συστολής, ενώ η αντίστοιχη εικόνα εντοπίζεται στο κεντρικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους και πιο συγκεκριμένα κατά μήκος της περιοχής Αντιμήλου – Μήλου – Φολέγανδρου – Σίκινου – Ίου – Κουφονησιών – Αμοργού. Επιπλέον, η ευρύτερη περιοχή της Θήρας, η υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Ανάφης – Αστυπάλαιας και το βόρειο – κεντρικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους χαρακτηρίζονται από τα προαναφερόμενη επικράτηση της διαστολής έναντι της συστολής. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στην υπόλοιπη περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, εκτός των προαναφερόμενων περιοχών, ενδέχεται να επικρατεί, εκτός από τη διαστολή έναντι της συστολής, κατά τόπους η συστολή έναντι της διαστολής, γεγονός το οποίο δε χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερη γεωλογική σημασία. Η κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.10.6 – κάτω) υποδεικνύει με σαφή τρόπο τη συνύπαρξη διαστολής – συστολής στο σύνολο της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, με την ταυτόχρονη παρουσία ελαφρώς υψηλότερων τιμών διαστολής έναντι των αντίστοιχων της συστολής, ενώ επιπρόσθετα παρατηρείται το γεγονός ότι η προαναφερθείσα συνύπαρξη συνοδεύεται και από την παρουσία παρόμοιων τιμών (οι υψηλές τιμές διαστολής συνυπάρχουν με υψηλές τιμές συστολής, ενώ το ίδιο ισχύει και για τις χαμηλότερες τιμές). Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους εντοπίζονται τρεις συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών διαστολής – συστολής. Η πρώτη από αυτές εντοπίζεται στην περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου, η δεύτερη καταλαμβάνει την περιοχή της Θήρας και την υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Θήρας και Ίου και η τρίτη εντοπίζεται στο βόρειο και κεντρικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους. Επιπλέον, στην περιοχή παρουσιάζονται τρεις επιπρόσθετες σημαντικές συγκεντρώσεις, χαμηλότερων ωστόσο τιμών, και πιο συγκεκριμένα στην υποθαλάσσια περιοχή Ίου – Φολέγανδρου – Πάρου, την υποθαλάσσια περιοχή Νάξου – Κουφονησιών – Αμοργού και το βορειοανατολικό υποθαλάσσιο τμήμα του Κρητικού Πελάγους. Γενικότερα, εάν εξαιρεθούν οι προαναφερόμενες περιοχές, το υπόλοιπο τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους χαρακτηρίζεται από χαμηλές τιμές και ως εκ τούτου από περιορισμένη τεκτονική δράση.



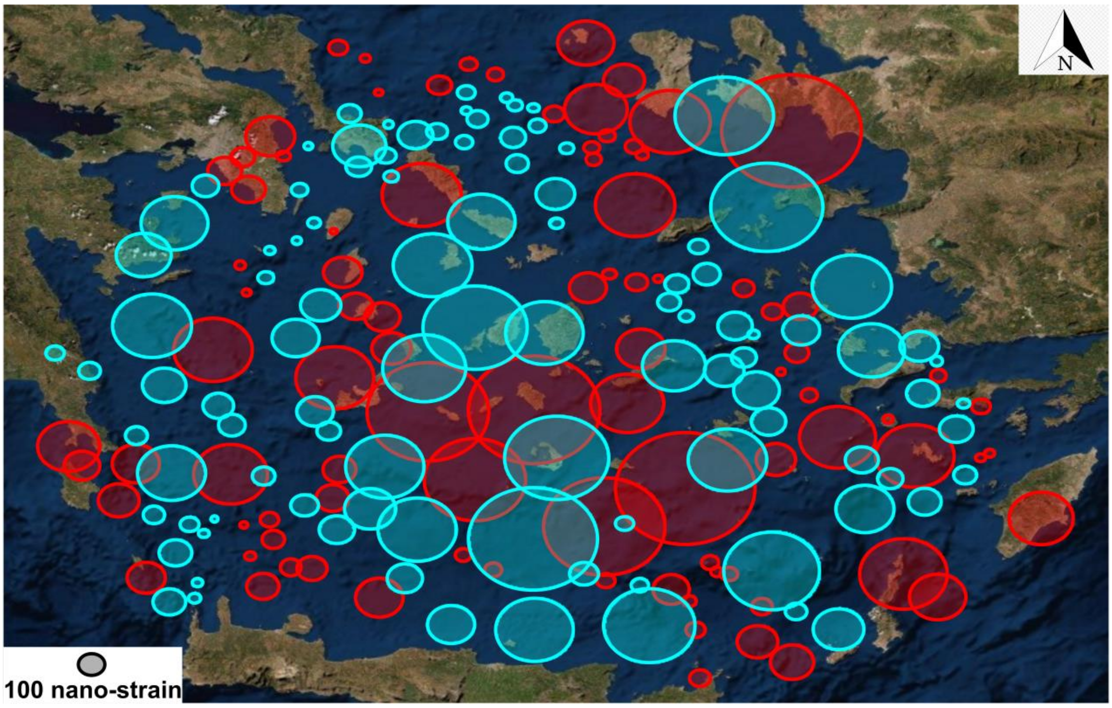


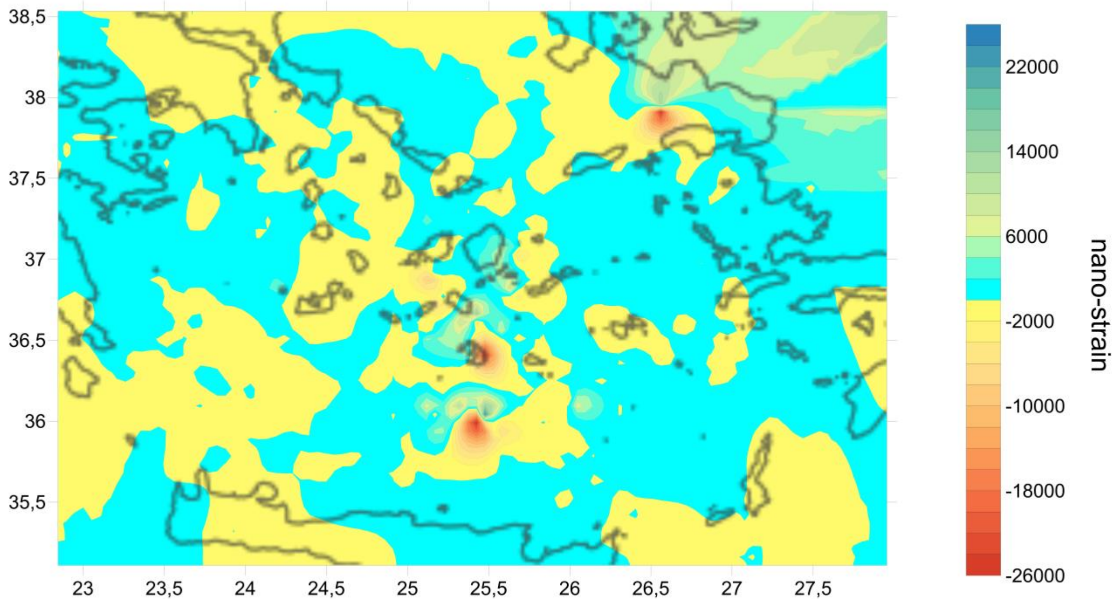
Εικόνα 6.2.10.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 1778 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Κατά την ανάλυση των εξαγόμενων αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) παρατηρείται η συνύπαρξη διαστολής – συστολής στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, με τη διαστολή να επικρατεί ελαφρώς έναντι της συστολής, ενώ ταυτόχρονα η συνύπαρξή τους συνοδεύεται και από την παρουσία παρόμοιων μεγεθών. Γενικότερα, ως σημαντικότερη τεκτονικά θα μπορούσε να θεωρηθεί, βάσει των τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), το κεντρικό – νότιο τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, το οποίο περιλαμβάνεται στην περιοχή μεταξύ Μήλου (δυτικά), Πάρου – Νάξου (βόρεια), Αστυπάλαιας (ανατολικά) και κεντρικού Κρητικού Πελάγους (νότια), καθώς επίσης και το βορειοανατολικό τμήμα (υποθαλάσσιο τμήμα βορειοδυτικά της Σάμου και τουρκικά παράλια). Σχετικά με το υπόλοιπο τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, παρατηρείται κατά τον ίδιο τρόπο η συνύπαρξη διαστολής – συστολής, λαμβάνοντας ωστόσο αρκετά χαμηλότερες τιμές, υποδεικνύοντας τη σαφώς χαμηλότερη τεκτονική του δραστηριότητα, συγκριτικά με την προαναφερόμενη περιοχή. Η σύνδεση των αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) με τα αποτελέσματα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) παρουσιάζουν σε μεγάλο βαθμό κοινά χαρακτηριστικά ως προς τις συγκεντρώσεις των τιμών τους. Ειδικότερα, οι υψηλότερες συγκεντρώσεις των τιμών εντοπίζονται, ομοίως, στο προαναφερόμενο κεντρικό – νότιο τμήμα (περιοχή μεταξύ Μήλου, Πάρου – Νάξου, Αστυπάλαιας και κεντρικού Κρητικού Πελάγους) και το βορειοανατολικό τμήμα (υποθαλάσσια περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου και τουρκικά παράλια) του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Ως εκ τούτου, η παρουσία υψηλών τιμών Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) στις προαναφερόμενες περιοχές υποδεικνύει τη σημαντική δράση ρηξιγενών ζωνών, οι οποίες μπορεί να είναι είτε κανονικές είτε οριζόντιας μετατόπισης. Επιπρόσθετα, σημειώνεται το γεγονός ότι οι χαμηλότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) στο υπόλοιπο τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, χαρακτηρίζονται κατά τον ίδιο τρόπο από την παρουσία κανονικών ρηξιγενών ζωνών ή ζωνών οριζόντιας μετατόπισης, σαφώς πιο περιορισμένης τεκτονικής δράσης. Επιπρόσθετα, η σύγκριση των δύο προαναφερόμενων παραμέτρων με τη Μέγιστη (MAHE) και την Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση υποδεικνύει σημαντικές ομοιότητες ως προς την κατανομή των τιμών τους. Πιο συγκεκριμένα, οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης εντοπίζονται, ομοίως, στο κεντρικό – νότιο τμήμα (περιοχή μεταξύ Μήλου, Πάρου – Νάξου, Αστυπάλαιας και κεντρικού Κρητικού Πελάγους) και το βορειοανατολικό τμήμα (υποθαλάσσια περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου και τουρκικά παράλια) του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται, όπως έχει ήδη αναφερθεί, μία περιορισμένη αλλά σαφής επικράτηση της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) έναντι της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Η αντίστοιχη εικόνα παρατηρείται και στο υπόλοιπο τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, με την παρουσία χαμηλότερων τιμών. Κατά συνέπεια, λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι στα προαναφερόμενα τμήματα (κεντρικό – νότιο τμήμα και βορειοανατολικό τμήμα) εντοπίζεται η συνύπαρξη διαστολής – συστολής, επικρατώντας η διαστολή, η παρουσία υψηλότερων τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) έναντι των αντίστοιχων της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) και η ταυτόχρονη παρουσία αξιοσημείωτων τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), εξάγεται το συμπέρασμα ότι στη συγκεκριμένη περιοχή δρουν πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες σύμφωνα με τα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), χαρακτηρίζονται από Α – Δ παράταξη (κατά τόπους μεταβάλλεται από ΑΒΑ – ΔΝΔ έως ΑΝΑ – ΔΒΔ). Ως προς το υπόλοιπο τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους φαίνεται ότι επικρατεί παρόμοιο καθεστώς, ενώ πιθανή θεωρείται η κατά τόπους παρουσία πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης.

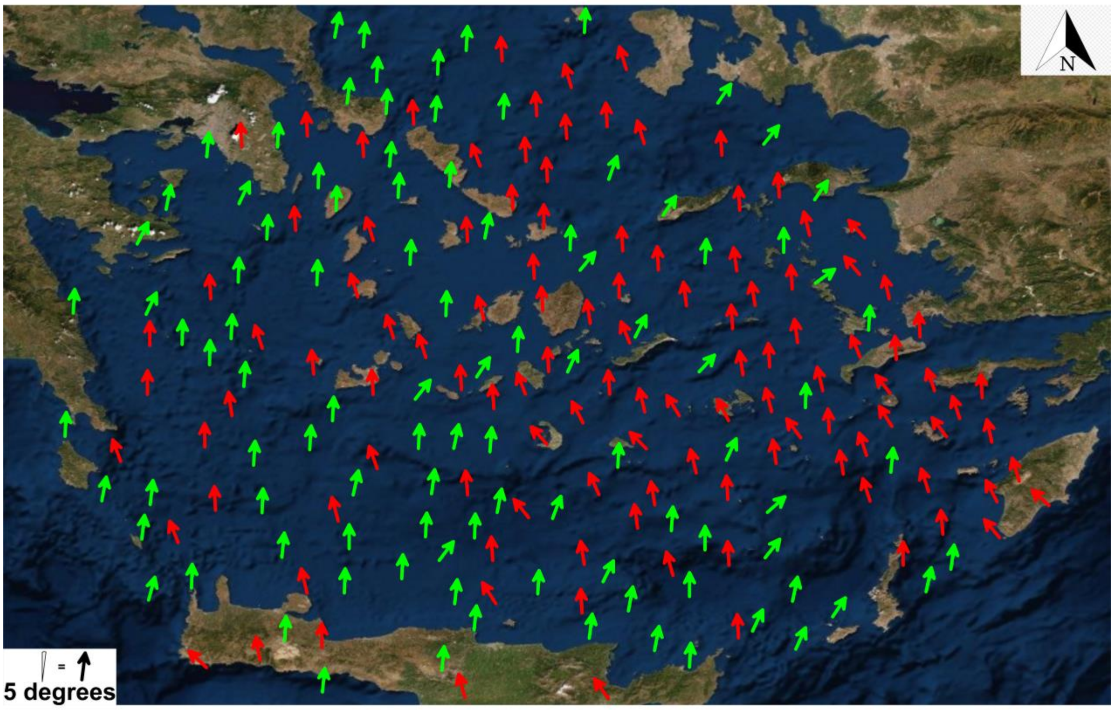
Η παράμετρος της Περιστροφής (Rot), η οποία υποδεικνύει τον τρόπο της γεωτεκτονικής εξέλιξης μίας περιοχής, εκτιμήθηκε για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, σύμφωνα με το μοντέλο περιστροφών της περιόδου των 5 εκατομμυρίων ετών. Πιο συγκεκριμένα, το μοντέλο περιστροφών υποδεικνύει τη δράση αριστερόστροφων και δεξιόστροφων περιστροφών, ενώ για τα συνολικά 1778 τρίγωνα, εκτιμήθηκε ότι η μέγιστη (αριστερόστροφη) και η ελάχιστη (δεξιόστροφη) τιμή Περιστροφής (Rot) είναι 6314 και -9288 μοίρες, αντίστοιχα. Στο σημείο αυτό, θεωρείται απαραίτητο να τονιστεί το γεγονός ότι οι παραπάνω ακραίες τιμές δε θεωρούνται ρεαλιστικές, καθώς προέρχονται από την εφαρμογή του προαναφερόμενου μοντέλου. Ωστόσο, παρά το γεγονός ότι ποσοτικά είναι αναξιόπιστες, εντούτοις υποδεικνύουν ποιοτικά τμήματα αξιόπιστης τεκτονικής δράσης.

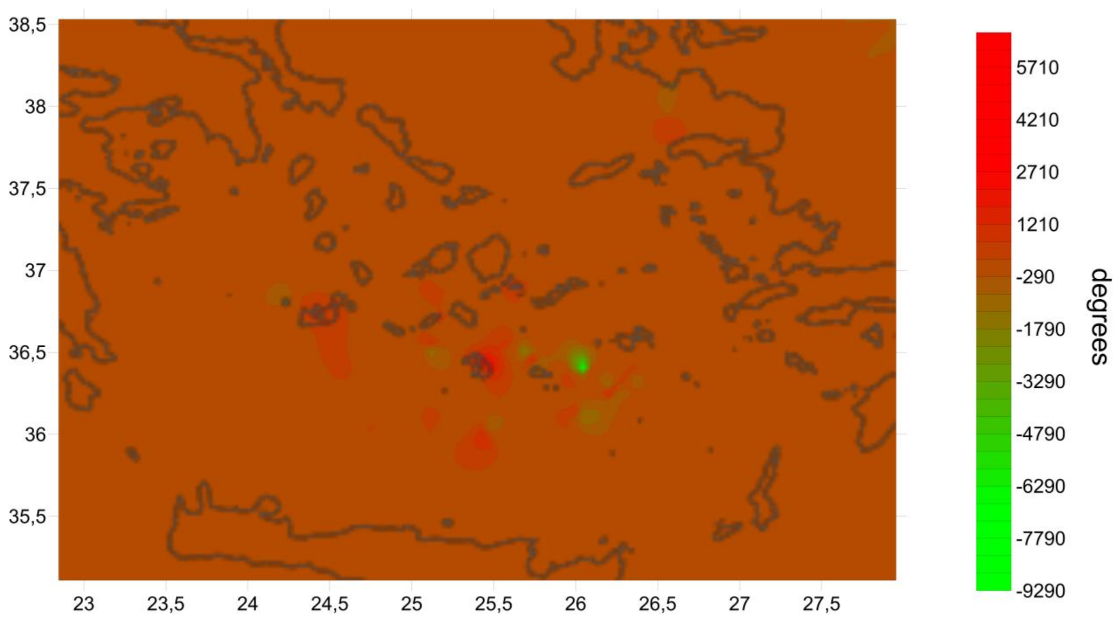
Στην Εικόνα 6.2.10.7 (πάνω) παρουσιάζονται οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιστροφής (Rot) υποδεικνύοντας την ταυτόχρονη παρουσία αριστερόστροφων και δεξιόστροφων περιστροφών, οι οποίες χαρακτηρίζονται από μία σχετική ισορροπία (Lazos et al., 2018). Πιο συγκεκριμένα, το ανατολικό τμήμα της περιοχής του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, το οποίο εκτείνεται από την περιοχή των τουρκικών παράλιων και την Ρόδο έως το κεντρικό τμήμα των Κυκλάδων (περιοχή της Πάρου), χαρακτηρίζεται από την επικράτηση αριστερόστροφων περιστροφών, ενώ ταυτόχρονα στην ίδια περιοχή εντοπίζονται κατά τόπους και δεξιόστροφες περιστροφές. Αντιθέτως, το δυτικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, το οποίο καταλαμβάνει την περιοχή από το κεντρικό τμήμα των Κυκλάδων (περιοχή της Πάρου) έως τις ανατολικές ακτές της Πελοποννήσου, παρουσιάζει κατά κύριο λόγο δεξιόστροφες περιστροφές, ενώ παράλληλα παρατηρείται και η μερική παρουσία αριστερόστροφων περιστροφών. Κατά συνέπεια, η περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους διαιρείται σε δύο διακριτά τμήματα, το ανατολικό (αριστερόστροφο) και το δυτικό (δεξιόστροφο), το όριο των οποίων είναι η νοητή ευθεία που εκτείνεται βόρεια και νότια της περιοχής του κεντρικού τμήματος των Κυκλάδων (περιοχή της Πάρου), ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζονται τοπικές αντιθετικές κινήσεις στις προαναφερόμενες περιοχές. Όσον αφορά την κατανομή των τιμών της Περιστροφής (Rot) (Εικόνα 6.2.10.7 – κάτω) παρατηρείται μία γενικότερη ισορροπία μεταξύ των τιμών των δεξιόστροφων και αριστερόστροφων περιστροφών, με την πλειοψηφία των τιμών να κυμαίνεται μεταξύ -150 και 150 μοιρών. Επιπρόσθετα, σχετικά με τις συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών (αριστερόστροφων και δεξιόστροφων), εντοπίζονται κατά κύριο λόγο στο κεντρικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους και πιο συγκεκριμένα στις περιοχές της Μήλου και της Θήρας, στα υποθαλάσσια τμήματα μεταξύ Ανάφης – Αστυπάλαιας, Πάρου – Ίου – Σίκινου – Φολέγανδρου και Κουφονησιών – Αμοργού, καθώς επίσης και στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους και στην υποθαλάσσια περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου. Γενικότερα, οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών (αριστερόστροφων και δεξιόστροφων) της Περιστροφής (Rot) παρατηρούνται στις περιοχές, όπου εντοπίζονται οι αντίστοιχες υψηλότερες τιμές και των υπόλοιπων παραμέτρων.





Εικόνα 6.2.10.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 1778 διαφορετικών τιμών (κάτω).





Εικόνα 6.2.10.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 1778 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.2.11. Κρήτη

Στο νοτιότερο τμήμα του ελληνικού χώρου εντοπίζεται το νησί της Κρήτης, το οποίο τοποθετείται μεταξύ του Κρητικού και του Λιβυκού Πελάγους, παρουσιάζοντας γενικότερα αξιοσημείωτη τεκτονική δραστηριότητα. Τα πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα συλλέγονται για το νησί της Κρήτης από 15 μόνιμους σταθμούς GPS/GNSS, εκ των οποίων οι δώδεκα είναι εγκατεστημένοι στην Κρήτη, οι δύο είναι εγκατεστημένοι στην Κάρπαθο και ο ένας είναι εγκατεστημένος στην Γαύδο (Εικόνα 6.2.11.1). Λαμβάνοντας υπόψη τους 15 μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς, εφαρμόστηκε η μέθοδος του τριγωνισμού για την περιοχή της Κρήτης, η οποία είχε ως αποτέλεσμα την κατασκευή 69 διαφορετικών τριγώνων, για το καθένα εκ των οποίων υπολογίστηκαν η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση, η Συνολική Ταχύτητα (TV), η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) και η Περιστροφή (Rot). Όσον αφορά την περίοδο καταγραφής, τα γεωδαιτικά δεδομένα συλλέχθηκαν για την περίοδο 2008 – 2014, με την καταγραφή τους να πραγματοποιείται κάθε 30 δευτερόλεπτα, ενώ ως σύστημα αναφοράς των συγκεκριμένων γεωδαιτικών δεδομένων χρησιμοποιείται το ‘European Terrestrial Reference System 2000 – ETRF2000’, κατά το οποίο η Ευρασία είναι σταθερή.

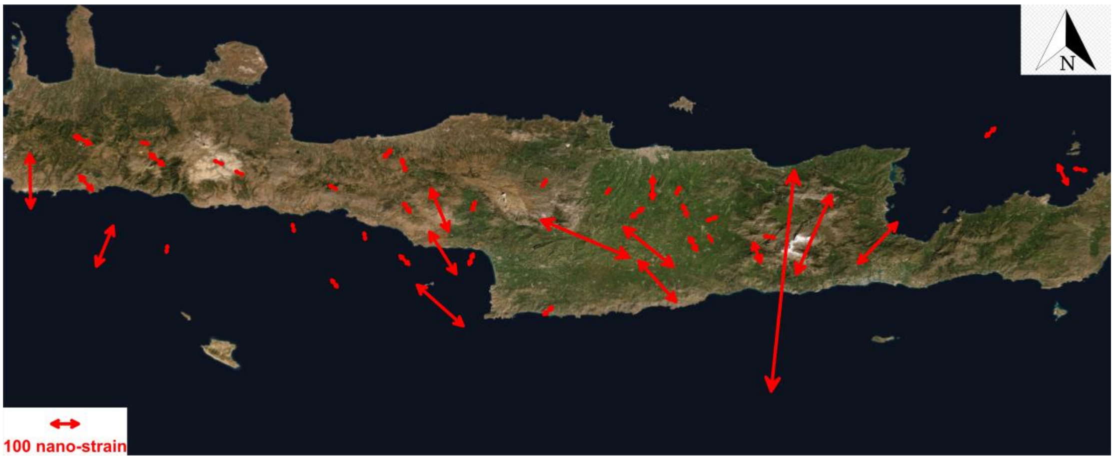
Εικόνα 6.2.11.1. 15 μόνιμα εγκατεστημένοι σταθμοί GPS/GNSS (κόκκινες κουκκίδες), οι οποίοι συλλέγουν πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή της Κρήτης.

Αρχικά, ο υπολογισμός της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης πραγματοποιήθηκε για το σύνολο των 69 κεντροειδών της περιοχής της Κρήτης. Πιο συγκεκριμένα, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE), η οποία εκφράζει τα εκτατικά φαινόμενα μίας περιοχής, λαμβάνει τιμές, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 2,6391 και 984,8664 nano-strain, ενώ οι αντίστοιχες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), βάσει της οποίας εκτιμώνται συμπιεστικά φαινόμενα, κυμαίνονται μεταξύ -400,9267 και 24,6319 nano-strain.

Τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) της περιοχής της Κρήτης (Εικόνα 6.2.11.2) χαρακτηρίζονται, γενικά, από μέτριου μεγέθους τιμές, ενώ κατά τόπους εμφανίζονται υψηλές και χαμηλές τιμές. Αρχικά, οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα της Κρήτης και πιο συγκεκριμένα στο όριο μεταξύ Ηρακλείου – Λασιθίου, όπου τα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) παρουσιάζουν μία Β – Ν διεύθυνση. Δυτικότερα της προαναφερόμενης περιοχής, και πιο συγκεκριμένα στην πεδιάδα Μεσαράς, παρατηρείται μία σταδιακή μείωση των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μία μεταβολή της διεύθυνσής της σε ΒΒΔ – ΝΝΑ. Στο δυτικότερο τμήμα της κεντρική περιοχής της Κρήτης (όρια Ηρακλείου – Ρεθύμνου και όρμος Μεσαράς) διατηρείται η προαναφερόμενη ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνση, αλλά ταυτόχρονα συνεχίζεται η μείωση των τιμών της. Όσον αφορά το ανατολικότερο τμήμα της Κρήτης, το οποίο εκτείνεται στην περιοχή του Λασιθίου, οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) μειώνονται σταδιακά από τα δυτικά προς τα ανατολικά, μέχρι και το ανατολικότερο τμήμα, όπου λαμβάνονται οι χαμηλότερες τιμές, ενώ ταυτόχρονα η διεύθυνση μεταβάλλεται από ΒΒΑ – ΝΝΔ σε ΒΒΔ – ΝΝΑ, αντίστοιχα. Ομοίως, η παρουσία της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) στο δυτικότερο τμήμα της Κρήτης (δυτικά του Ρεθύμνου – περιοχή Χανιών) συνοδεύεται από σημαντική μείωση των τιμών της, διατηρώντας τη ΒΒΔ – ΝΝΑ έως ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση. Ωστόσο, στο νοτιοδυτικό τμήμα της Κρήτης (περιοχή Παλαιόχωρας) φαίνεται ότι υπάρχει μία εκ νέου αύξηση των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), παρουσιάζοντας μία ΒΔ – ΝΑ έως Β – Ν διεύθυνση.

Στην Εικόνα 6.2.11.3 (πάνω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) της περιοχής της Κρήτης, η οποία προσδιορίστηκε σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging). Ειδικότερα, στην περιοχή της Κρήτης εντοπίζονται τρεις κύριες συγκεντρώσεις υψηλών τιμών, εκ των οποίων όλες τοποθετούνται στο κεντρικότερο τμήμα. Ειδικότερα, η υψηλότερη εξ αυτών τοποθετείται στην ανατολική περιοχή του κεντρικού τμήματος (όρια Ηρακλείου – Λασιθίου), η δεύτερη υψηλότερη στην κεντρική περιοχή του κεντρικού τμήματος (πεδιάδα Μεσαράς) και η τρίτη υψηλότερη στη δυτική περιοχή του κεντρικού τμήματος (όριο Ηρακλείου – Ρεθύμνου και όρμος Μεσαράς). Όσον αφορά την κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) εκατέρωθεν των τριών προαναφερόμενων συγκεντρώσεων, παρουσιάζεται σταδιακή μείωση των τιμών της, με εξαίρεση το νοτιοδυτικό τμήμα της Κρήτης (περιοχή Παλαιόχωρας), όπου φαίνεται μία σταδιακή αύξηση των τιμών. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι ιδιαίτερα χαμηλές σε ολόκληρο το βορειότερο τμήμα της Κρήτης (κατά μήκος της βόρειας ακτογραμμής), γεγονός το οποίο ωστόσο θεωρείται επισφαλές, λόγω των περιορισμένων τριγώνων στη συγκεκριμένη περιοχή. Σχετικά με την κατανομή της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) (Εικόνα 6.2.11.3 – κάτω) στην περιοχή της Κρήτης εντοπίζεται κατά κύριο λόγο μία συγκέντρωση υψηλών τιμών. Πιο συγκεκριμένα, η μοναδική συγκέντρωση υψηλών τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) εντοπίζονται στο δυτικό τμήμα της κεντρικής περιοχής της Κρήτης (όριο Ηρακλείου – Ρεθύμνου και όρμος Μεσαράς). Επιπρόσθετα, στην περιοχή εντοπίζονται τρεις συγκεντρώσεις με τιμές μέτριου μεγέθους, εκ των οποίων η μία εκτείνεται στο δυτικό τμήμα της Κρήτης (περιοχή Ρεθύμνου – Χανίων), η δεύτερη στο νότιο τμήμα του Ηρακλείου (περιοχή Μεσαράς) και η τρίτη στο βόρειο τμήμα της Κρήτης (όριο Ηρακλείου – Λασιθίου).

Τα αποτελέσματα της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης της περιοχής της Κρήτης υποδεικνύουν, αρχικά, το γεγονός ότι οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι σαφώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Ως προς την κατανομή τους, διακρίνονται δύο κύριες περιοχές, το όριο των οποίων βρίσκεται στο δυτικό τμήμα της κεντρικής περιοχής (όριο Ηρακλείου – Ρεθύμνου και όρμος Μεσαράς). Ανατολικά του συγκεκριμένου ορίου, παρατηρείται η πλήρης επικράτηση της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), με την παρουσία ολόκληρου του εύρους των τιμών, ενώ ταυτόχρονα η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE) παρουσιάζει ιδιαίτερα χαμηλές έως και μηδενικές τιμές. Όσον αφορά την περιοχή που εκτείνεται δυτικά του ορίου, παρουσιάζεται μία ισορροπία ως προς τις τιμές της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, με το μέγεθος των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) να είναι ελαφρώς μεγαλύτερο από το αντίστοιχο των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Βάσει της παραπάνω ανάλυσης, προκύπτει το γεγονός ότι στην περιοχή της Κρήτης λαμβάνουν χώρα δύο διαφορετικά τεκτονικά καθεστώτα και πιο συγκεκριμένα ένα καθαρά εκτατικό καθεστώς, με την κατά τόπους σημαντική δράση εφελκυσμού, στο ανατολικό (σύμφωνα με το προαναφερόμενο όριο) τμήμα της Κρήτης, το οποίο συνδέεται με τη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών, Α – Δ παράταξης (κατά τόπους μεταβάλλεται από ΒΒΑ – ΝΝΔ έως ΒΒΔ – ΝΝΑ) σύμφωνα με τα διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ), ενώ ταυτόχρονα στο δυτικό τμήμα η συνύπαρξη παρόμοιων τιμών Μέγιστης (ΜΑΗΕ) και της Ελάχιστης (ΜΙΗΕ) Οριζόντιας Έκτασης, με την ελαφρά επικράτηση των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (ΜΑΗΕ), υποδεικνύει την παρουσία ρηξιγενών οριζόντιας μετατόπισης, χαρακτηριζόμενες από πλάγιο εφελκυσμό (transtension).



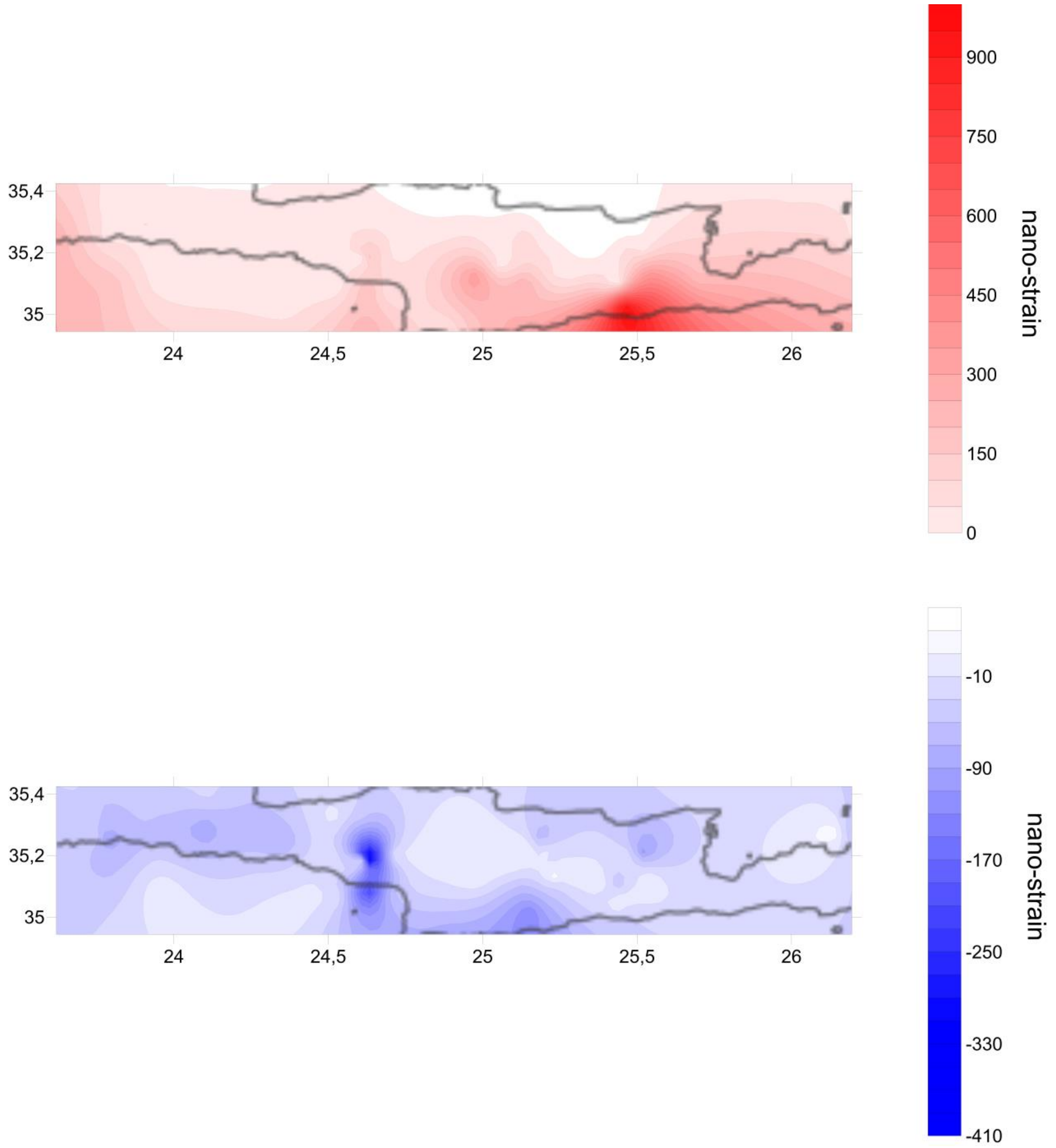
Εικόνα 6.2.11.2. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) για την περιοχή της Κρήτης.

Η παράμετρος της Συνολικής Ταχύτητας (TV) παρουσιάζει τον τρόπο με τον οποίο αναπτύσσεται η κίνηση της περιοχής της Κρήτης, τόσο χωρικά όσο και ποσοτικά, οδηγώντας στην εκτίμηση του γεωτεκτονικού καθεστώτος της συγκεκριμένης περιοχής. Ειδικότερα, το σύνολο των 69 κεντροειδών υπέδειξε ότι οι τιμές της Συνολικής Ταχύτητας (TV) κυμαίνονται μεταξύ 30 και 34 χιλιοστών/έτος.

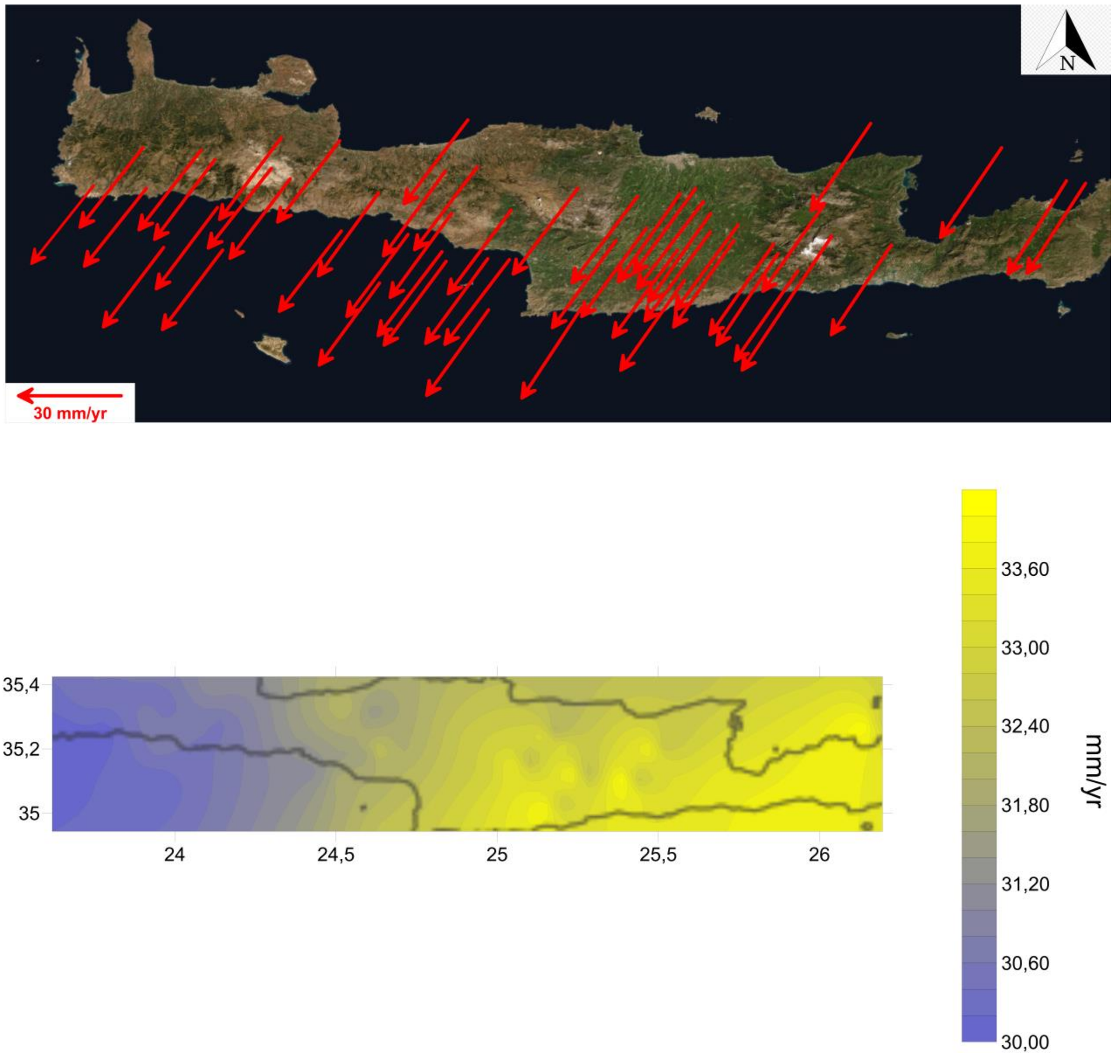
Τα πιο αντιπροσωπευτικά διανύσματα της Συνολικής Ταχύτητας (TV) (Εικόνα 6.2.11.4 – πάνω) χαρακτηρίζονται από μία σχετική ομοιομορφία, παρουσιάζοντας μία ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνεται από τη μέση τιμή του αζιμούθιου όλων των διανυσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV) της περιοχής της Κρήτης, η οποία ισούται με 211 μοίρες. Στην Εικόνα 6.2.11.4 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV), βάσει της οποίας υποδεικνύεται η συγκέντρωση των χαμηλότερων τιμών στο ανατολικότερο τμήμα της περιοχής της

Κρήτης, ενώ αντίστοιχα οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται στο δυτικότερο τμήμα. Γενικότερα, η τιμή της Συνολικής Ταχύτητας (TV) αυξάνει από τα ανατολικά προς τα δυτικά, οδηγώντας ουσιαστικά στο διαχωρισμό της Κρήτης σε δύο περιοχές. Η πρώτη περιοχή καταλαμβάνει το ανατολικό και ανατολικό τμήμα της Κρήτης, το οποίο χαρακτηρίζεται από τις χαμηλότερες του συνόλου των τιμών, ενώ η δεύτερη περιοχή καταλαμβάνει το δυτικό τμήμα της Κρήτης, στο οποίο παρουσιάζονται οι υψηλότερες, εντοπιζόμενες τιμές.

Η ανάλυση των αποτελεσμάτων της Συνολικής Ταχύτητας (TV), βάσει της οποίας οι χαμηλότερες τιμές εντοπίζονται στο ανατολικό τμήμα της Κρήτης και αντιστοίχως οι υψηλότερες στο δυτικό της τμήμα, είναι σε συμφωνία με τη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής, καθώς το δυτικότερο τμήμα είναι τοποθετημένο σε αρκετά πιο κοντινή απόσταση από το χώρο σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασίας – Αφρικής) συγκριτικά με το ανατολικότερο τμήμα. Ωστόσο, η γενικότερη θέση της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την κοντινή απόσταση ως προς το χώρο σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, γεγονός το οποίο οδηγεί σε μία γενικευμένη παρουσία υψηλών τιμών σε ολόκληρο το νησί, αποτελώντας μία από τις περιοχές με τις υψηλότερες τιμές της Συνολικής Ταχύτητας (TV) σε ολόκληρο τον ελληνικό χώρο.



Εικόνα 6.2.11.3. Κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE) (πάνω) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE) (κάτω), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κρήτης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 69 διαφορετικών τιμών.



Εικόνα 6.2.11.4. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Συνολικής Ταχύτητας (Total Velocity – TV) για την περιοχή της Κρήτης (πάνω) – Κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κρήτης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 69 διαφορετικών τιμών (κάτω).

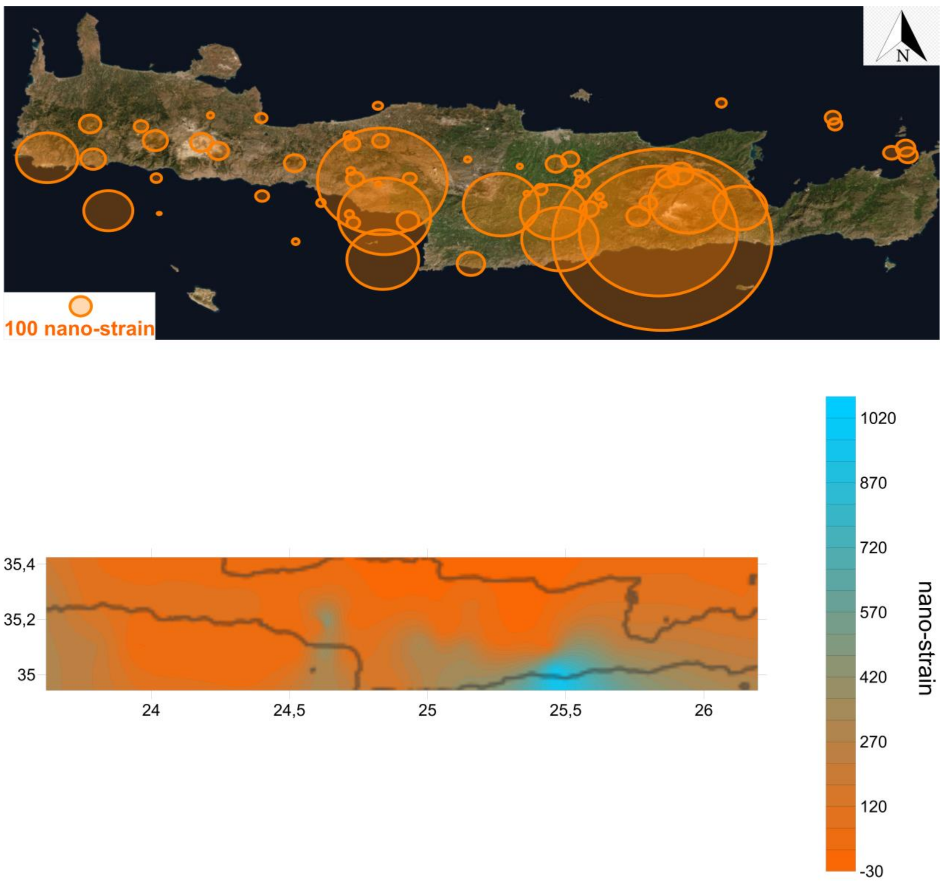
Η παράμετρος της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύει την παρουσία της εφελκυστικής δράσης μίας περιοχής, η οποία σχετίζεται με την τεκτονική δραστηριότητα ενεργών ρηξιγενών ζωνών. Πιο συγκεκριμένα, η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) υπολογίστηκε για τα συνολικά 69 τρίγωνα της περιοχής της Κρήτης, βάσει των οποίων η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της είναι 13,8593 και 1016,1583 nano-strain, αντίστοιχα.

Στην Εικόνα 6.2.11.5 (πάνω) εντοπίζονται οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) της περιοχής της Κρήτης, οι οποίες γενικότερα χαρακτηρίζονται από μέτριες – υψηλές τιμές. Γενικότερα, το νοτιότερο τμήμα της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την παρουσία των υψηλότερων τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), ενώ αντιθέτως στο βορειότερο τμήμα εντοπίζονται σαφώς χαμηλότερες τιμές. Επιπλέον, παρατηρείται μία συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών στο κεντρικό τμήμα της Κρήτης (Ηράκλειο και Ρέθυμνο) εκατέρωθεν του οποίου (Χανιά στα δυτικά και Λασίθι στα ανατολικά) παρατηρείται σταδιακή μείωση των τιμών. Πιο συγκεκριμένα, οι υψηλότερες αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) εντοπίζονται στην περιοχή μεταξύ Ηρακλείου και Λασιθίου, ενώ ταυτόχρονα ιδιαίτερα σημαντικές τιμές εντοπίζονται στην περιοχή μεταξύ Ηρακλείου και Ρεθύμνου, καθώς και στην ευρύτερη περιοχή του ανατολικού τμήματος του Ρεθύμνου. Στο δυτικότερο τμήμα της Κρήτης (Χανιά) παρουσιάζονται αρκετά χαμηλότερες τιμές από το κεντρικό τμήμα, με εξαίρεση το νοτιοδυτικότερο άκρο (περιοχή Παλαιόχωρας), όπου παρουσιάζονται ορισμένες αξιοσημείωτες τιμές. Στο ανατολικότερο τμήμα της Κρήτης (Λασίθι), οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) είναι ιδιαίτερα χαμηλές, χωρίς να εντοπίζεται η παρουσία κάποιας αξιοσημείωτα υψηλής τιμής. Η κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 6.2.11.5 – κάτω) υποδεικνύει τη συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών της στην ευρύτερη περιοχή της νότιας ακτογραμμής του κεντρικού τμήματός της Κρήτης, στο όριο μεταξύ Ηρακλείου – Λασιθίου, παρουσιάζοντας σταδιακή μείωση, αλλά διατηρώντας ταυτόχρονα υψηλές τιμές, προς τα δυτικά (περιοχή Μεσαράς). Ταυτόχρονα, στην περιοχή του ορίου μεταξύ Ηρακλείου – Ρεθύμνου (όρμος Μεσαράς) παρουσιάζεται μία συγκέντρωση αξιοσημείωτων τιμών, η οποία εκτείνεται βορειότερα, οδηγώντας στη δημιουργία μίας δεύτερης συγκέντρωσης υψηλών τιμών στο δυτικό τμήμα του Ρεθύμνου. Όσον αφορά το δυτικότερο τμήμα της Κρήτης (Χανιά) εντοπίζεται μία ελαφρώς αυξημένη συγκέντρωση στο νοτιοδυτικό τμήμα, ενώ ταυτόχρονα στο ανατολικότερο τμήμα παρουσιάζονται συγκεντρώσεις χαμηλών τιμών.

Τα αποτελέσματα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύουν τη δράση σημαντικής διάτμησης στο κεντρικό τμήμα της Κρήτης, η οποία σταδιακά εξασθενεί στο δυτικό και το ανατολικό τμήμα της, ενώ ταυτόχρονα η διάτμηση αυτή υποδεικνύει τη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών ή/και ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Γενικότερα, βάσει των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), η περιοχή της Κρήτης διαχωρίζεται σε τρία τμήματα. Το πρώτο τμήμα περιλαμβάνει την κεντρική περιοχή της Κρήτης, η οποία χαρακτηρίζεται από την παρουσία υψηλών τιμών Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και διαφοροποιείται από δύο άλλα τμήματα, τα οποία είναι σχεδόν όμοια μεταξύ τους, καθώς χαρακτηρίζονται από χαμηλές – μέτριες τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και καταλαμβάνουν τη δυτική και την ανατολική περιοχή της Κρήτης, αντίστοιχα.

Η παράμετρος της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει τη διαστολή ή τη συστολή μίας περιοχής, η οποία σχετίζεται με την εφελκυστική ή τη συμπιεστική τεκτονική, αντίστοιχα, οδηγώντας στον προσδιορισμό της τεκτονικής δράσης μίας περιοχής. Πιο συγκεκριμένα, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) υπολογίστηκε για τα συνολικά 69 διαφορετικά τρίγωνα της περιοχής της Κρήτης, παρουσιάζοντας ένα εύρος τιμών μεταξύ -205,8854 και 953,5744 nano-strain.

Οι αντιπροσωπευτικότερες τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 6.2.11.6 – πάνω) υποδεικνύουν την παρουσία διαστολής και συστολής στην περιοχή της Κρήτης. Ειδικότερα, στην εξεταζόμενη περιοχή παρουσιάζονται δύο διακριτά τμήματα. Το ανατολικό τμήμα (περιοχές Λασιθίου και Ηρακλείου) χαρακτηρίζεται από την παρουσία διαστολής, η οποία λαμβάνει τις μεγαλύτερες τιμές της σε ολόκληρη την περιοχή της Κρήτης, ενώ ταυτόχρονα απουσιάζει η συστολή ή εμφανίζεται σποραδικά λαμβάνοντας ιδιαίτερα χαμηλές τιμές. Όσον αφορά το δυτικό τμήμα της Κρήτης (περιοχές Ρεθύμνου και Χανίων), η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) χαρακτηρίζεται από την παρουσία συστολής, η οποία επικρατεί στην περιοχή, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται η κατά τόπους εμφάνιση, χαμηλών τιμών, συστολής, η οποία ωστόσο στο δυτικότερο τμήμα της Κρήτης λαμβάνει αξιοσημείωτες τιμές. Στην Εικόνα 6.2.11.6 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), η οποία υποδεικνύει την αξιοσημείωτη παρουσία της διαστολής στο ανατολικό τμήμα (περιοχές Λασιθίου και Ηρακλείου) της Κρήτης, παρουσιάζοντας ταυτόχρονα δύο συγκεντρώσεις υψηλών τιμών, η μία εκ των οποίων τοποθετείται στη νότια ακτογραμμή, στο όριο Ηρακλείου – Λασιθίου, ενώ η δεύτερη τοποθετείται στο νοτιότερο τμήμα του Ηρακλείου (πεδιάδα Μεσαράς). Ωστόσο, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) μεταβάλλεται σημαντικά στο δυτικότερο τμήμα της Κρήτης (περιοχές Ρεθύμνου και Χανίων) και πιο συγκεκριμένα δυτικότερα της περιοχής του όρμου της Μεσαράς και της βόρειας προέκτασής της, η οποία αποτελεί το όριο μεταξύ ανατολικού και δυτικού τμήματος. Πιο συγκεκριμένα, στο δυτικό τμήμα κυριαρχεί η παρουσία της συστολής, ενώ ταυτόχρονα παρατηρούνται τοπικές συγκεντρώσεις διαστολής. Επιπρόσθετα, αξιοσημείωτο θεωρείται το γεγονός ότι οι τιμές της συστολής, αλλά και οι αντίστοιχες της κατά τόπους διαστολής, είναι ιδιαίτερα χαμηλές, ενώ η μεταξύ τους σύγκριση υποδεικνύει υψηλότερες τιμές συστολής έναντι των αντίστοιχων της διαστολής. Στο δυτικότερο τμήμα της Κρήτης (περιοχή Παλαιόχωρας) παρατηρείται μεταβολή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) με τη σταδιακή αύξηση της διαστολής, ωστόσο η περαιτέρω μελέτη της δεν καθίσταται δυνατή λόγω του περιορισμένου αριθμού κεντροειδών. Αντίστοιχα, ο περιορισμένος αριθμός κεντροειδών κατά μήκος της βόρειας ακτογραμμής του κεντρικού τμήματος της Κρήτης καθιστά επισφαλή τόσο την παρουσία όσο και την αξιολόγηση της συστολής της συγκεκριμένης περιοχής.



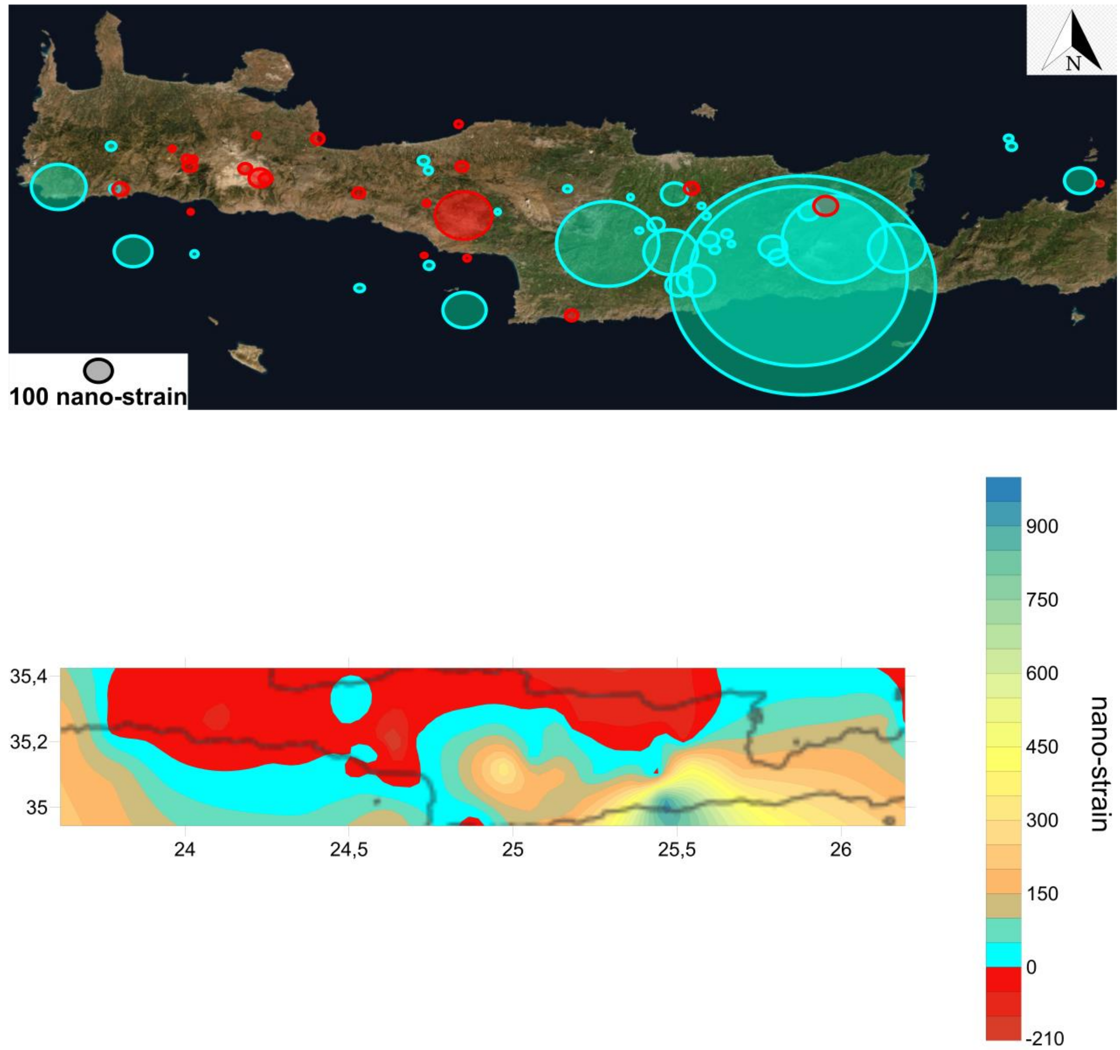
Εικόνα 6.2.11.5. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain – MSS) (πορτοκαλί ελλείψεις) για την περιοχή της Κρήτης (πάνω) – Κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κρήτης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 69 διαφορετικών τιμών (κάτω).

Η ανάλυση των αποτελεσμάτων της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει μία ισορροπία της διαστολής και της συστολής στην περιοχή της Κρήτης ως προς την κατανομή τους, ενώ αντιθέτως ως προς τον ποσοτικό τους προσδιορισμό οι τιμές της διαστολής υπερέχουν συγκριτικά με τις αντίστοιχες της συστολής. Πιο συγκεκριμένα, στο ανατολικό τμήμα της Κρήτης (Ηράκλειο – Λασίθι) παρατηρείται η καθαρή επικράτηση της διαστολής με την ταυτόχρονη απουσία ή παρουσία εξαιρετικά χαμηλών τιμών συστολής, ενώ επιπρόσθετα εντοπίζονται δύο συγκεντρώσεις ιδιαίτερα υψηλών τιμών διαστολής (περιοχή ορίου μεταξύ Ηρακλείου – Λασιθίου και περιοχή Μεσαράς). Στο δυτικότερο τμήμα της Κρήτης (Ρέθυμνο – Χανιά) παρατηρείται η σαφής χωρική επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής με τις τιμές τους, ωστόσο, να είναι ίδιου περίπου μεγέθους, ενώ ταυτόχρονα στο δυτικότερο τμήμα (περιοχή Παλαιόχωρας) παρατηρείται μία σταδιακή επικράτηση και αύξηση της διαστολής προς τα δυτικά. Η συσχέτιση των αποτελεσμάτων Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) με τα αντίστοιχα της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύει ορισμένα κοινά χαρακτηριστικά ως προς την κατανομή των τιμών τους. Πιο συγκεκριμένα, οι υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) εντοπίζονται στο νότιο τμήμα της Κεντρικής Κρήτης, με τη σημαντικότερη εξ αυτών να τοποθετείται στο όριο Ηρακλείου – Λασιθίου, ενώ ιδιαίτερα σημαντικές τιμές εντοπίζονται και δυτικότερα στην πεδιάδα της Μεσαράς και την ευρύτερη περιοχή του όρμου της Μεσαράς. Ως εκ τούτου, οι συγκεντρώσεις των υψηλών τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) και της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) συμπίπτουν χωρικά, γεγονός το οποίο σχετίζεται με τη δράση εφελκυστικής τεκτονικής στις συγκεκριμένες περιοχές, η οποία εκδηλώνεται με την παρουσία κανονικών ρηξιγενών ζωνών και ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Σχετικά με την κατανομή της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, παρουσιάζει σημαντικές ομοιότητες με τις αντίστοιχες κατανομές των παραμέτρων που αναφέρθηκαν παραπάνω. Πιο συγκεκριμένα, οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι σχεδόν όμοιες με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), καθώς εντοπίζονται στην περιοχή του ορίου Ηρακλείου – Λασιθίου, στην πεδιάδα της Μεσαράς και στην ευρύτερη περιοχή του όρμου της Μεσαράς. Όσον αφορά τις συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), η σημαντικότερη εξ αυτών τοποθετείται στην περιοχή του όρμου της

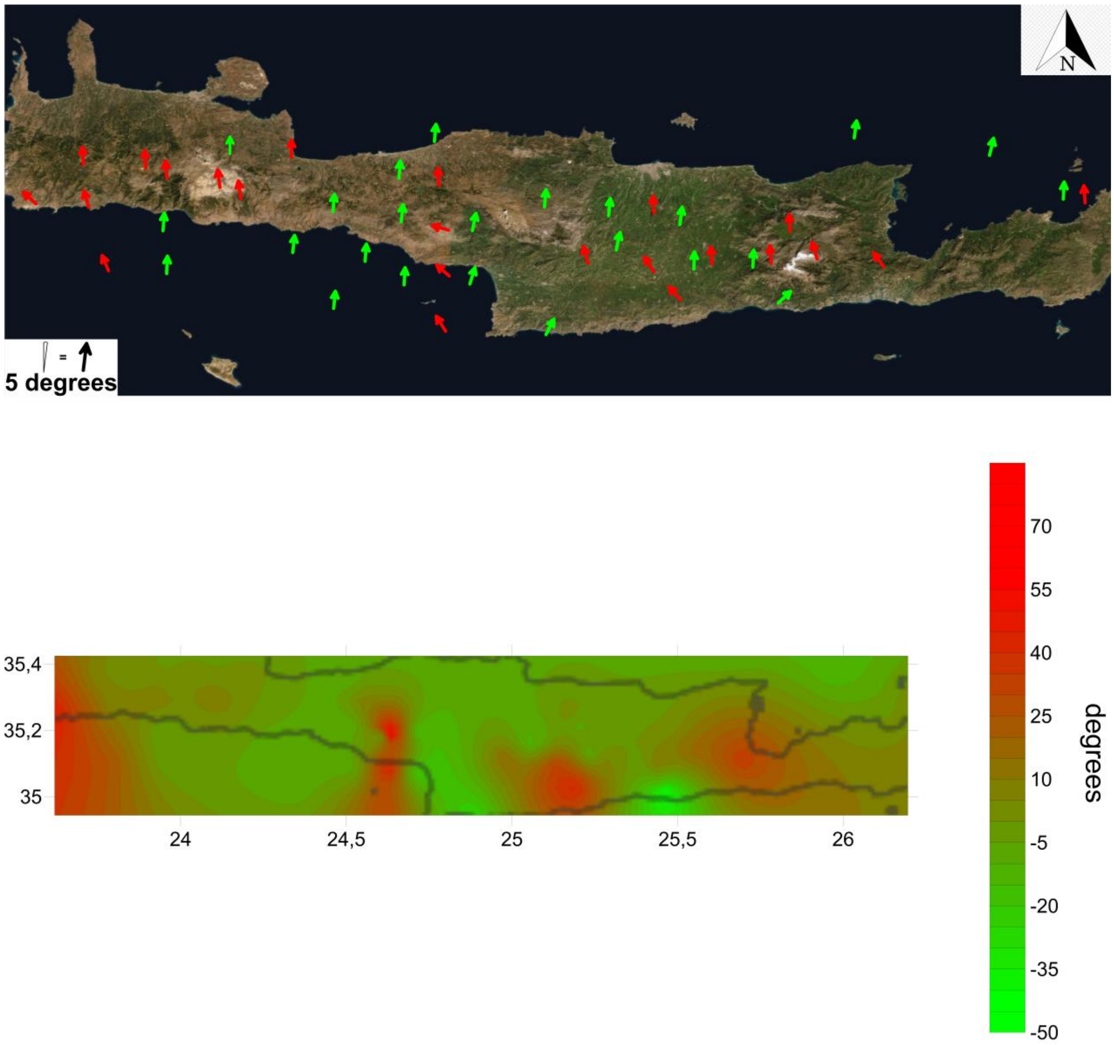
Μεσαράς, ενώ ταυτόχρονα κάποιες χαμηλότερων τιμών αλλά αξιοσημείωτες συγκεντρώσεις εντοπίζονται στο δυτικό τμήμα της περιοχής (περιοχή Ρεθύμνου – Χανίων), στο νότιο τμήμα της Κεντρικής Κρήτης (περιοχή πεδιάδας Μεσαράς) και στο βόρειο τμήμα της βορειοανατολικής Κρήτης (όριο Ηρακλείου – Λασιθίου), οι περισσότερες από τις οποίες ταυτίζονται με την παρουσία διαστολής. Κατά συνέπεια, η περιοχή της Κρήτης διακρίνεται σε δύο τμήματα (ανατολικό και δυτικό), το όριο των οποίων θεωρείται ο όρμος της Μεσαράς, καθώς και η βόρεια προέκτασή του, η οποία συμπίπτει περίπου με το όριο Ηρακλείου – Ρεθύμνου. Το ανατολικό τμήμα χαρακτηρίζεται από την επικράτηση της διαστολής και την περιορισμένη παρουσία συστολής, τις ιδιαίτερα υψηλές τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) και τις ιδιαίτερα χαμηλές τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), καθώς και από τις αξιοσημείωτες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS). Όλα τα προαναφερόμενα οδηγούν στην εκτίμηση ότι στο ανατολικό τμήμα της Κρήτης δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), παρουσιάζουν μία γενικότερη Α – Δ παράταξη, η οποία τοπικά κυμαίνεται από ΒΒΑ – ΝΝΔ έως ΒΒΔ – ΝΝΑ. Το δυτικότερο τμήμα της Κρήτης χαρακτηρίζεται από ισορροπία μεταξύ της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, με τις τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) να είναι ελαφρώς υψηλότερες, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται ισορροπία και μεταξύ των τιμών διαστολής και συστολής, παρά το γεγονός ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από τη συντριπτική επικράτηση της συστολής. Επιπρόσθετα, η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) χαρακτηρίζεται από την παρουσία χαμηλών – μεσαίων τιμών, ενώ κατά τόπους εμφανίζονται υψηλές τιμές. Βάσει της παραπάνω ανάλυσης, στο δυτικό τμήμα της Κρήτης θεωρείται ότι δρουν πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, ενώ γενικότερα αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η τεκτονική δραστηριότητα του ανατολικού τμήματος είναι σαφώς υψηλότερη από την αντίστοιχη του δυτικου.

Η Περιστροφή (Rot), η οποία παρουσιάζει τον τρόπο της γεωτεκτονικής εξέλιξης μίας περιοχής, υπολογίστηκε για την περιοχή της Κρήτης, σύμφωνα με το μοντέλο περιστροφών, το οποίο κατασκευάστηκε για την περίοδο των 5 εκατομμυρίων ετών. Ειδικότερα, βάσει του μοντέλου περιστροφών προκύπτει το γεγονός ότι στη συγκεκριμένη περιοχή λαμβάνουν χώρα αριστερόστροφες και δεξιόστροφες περιστροφές, ενώ για τα 69 διαφορετικά κεντροειδή, εκτιμήθηκε ότι η μέγιστη (αριστερόστροφη) και η ελάχιστη (δεξιόστροφη) τιμή της Περιστροφής (Rot) είναι 74 και -46 μοίρες, αντίστοιχα.

Οι πιο αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιστροφής (Rot) (Εικόνα 6.2.11.7 – πάνω) υποδεικνύουν μία σαφή ισορροπία μεταξύ των δεξιόστροφων και των αριστερόστροφων περιστροφών στην περιοχή της Κρήτης, ενώ κατά τόπους επικρατούν είτε οι δεξιόστροφες είτε οι αριστερόστροφες περιστροφές. Ειδικότερα, στο ανατολικό (περιοχή Λασιθίου) και το δυτικό (περιοχή Χανίων) τμήμα της Κρήτης παρουσιάζεται μία επικράτηση των αριστερόστροφων περιστροφών σε αντίθεση με το κεντρικό της τμήμα (περιοχές Ηρακλείου και Χανίων) όπου επικρατούν κατά κύριο λόγο οι δεξιόστροφες περιστροφές, με τις αριστερόστροφες ωστόσο να χαρακτηρίζονται από σημαντική παρουσία. Στην Εικόνα 6.2.11.7 (κάτω) παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών της Περιστροφής (Rot), από την οποία επιβεβαιώνεται η επικράτηση της αριστερόστροφης περιστροφής στο ανατολικό και το δυτικό τμήμα της Κρήτης (περιοχή Λασιθίου και Χανίων, αντίστοιχα), ενώ στο κεντρικό τμήμα της (περιοχές Ηρακλείου και Ρεθύμνου) παρατηρούνται δύο διαφορετικοί τρόποι κατανομής της Περιστροφής (Rot). Ειδικότερα, στο βορειότερο τμήμα επικρατεί η αποκλειστική παρουσία δεξιόστροφων περιστροφών, ενώ στο νοτιότερο τμήμα παρατηρούνται συνεχείς εναλλαγές μεταξύ δεξιόστροφων και αριστερόστροφων περιστροφών. Επιπρόσθετα, όσον αφορά το μέγεθος των περιστροφών, τόσο οι δεξιόστροφες όσο και οι αριστερόστροφες περιστροφές παρουσιάζουν παρόμοια μεγέθη, με τις τιμές των αριστερόστροφων περιστροφών να είναι ελαφρώς υψηλότερες. Γενικότερα, το καθεστώς της Περιστροφής (Rot) παρουσιάζει σημαντικές μεταβολές σε μία περιορισμένη απόσταση, γεγονός το οποίο υποδεικνύει την παρουσία αξιοσημείωτης τεκτονικής δραστηριότητας στην περιοχή της Κρήτης.



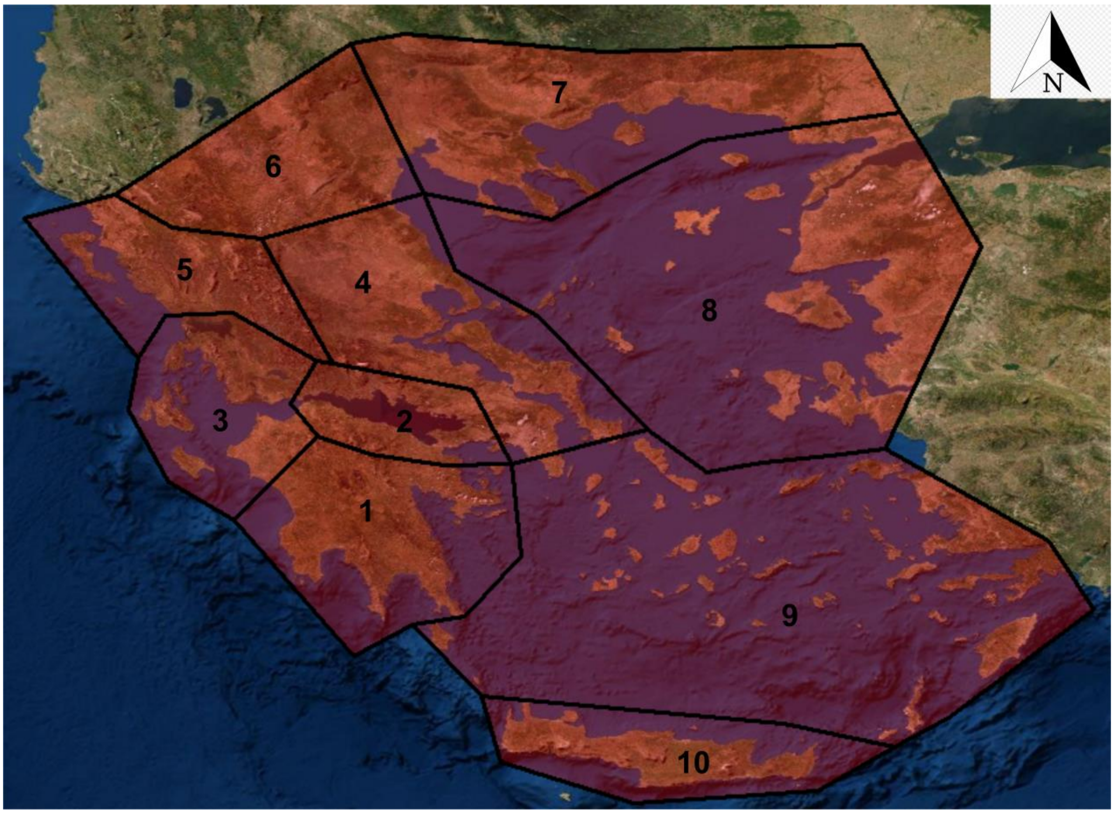
Εικόνα 6.2.11.6. Αντιπροσωπευτικές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (Area Strain – AS) (γαλάζιες ελλείψεις: διαστολή, κόκκινες ελλείψεις: συστολή) για την περιοχή της Κρήτης (πάνω) – Κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κρήτης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 69 διαφορετικών τιμών (κάτω).



Εικόνα 6.2.11.7. Αντιπροσωπευτικά διανύσματα διεύθυνσης της Περιστροφής (Rotation – Rot) (κόκκινα διανύσματα: αριστερόστροφη περιστροφή, πράσινα διανύσματα: δεξιόστροφη περιστροφή) για την περιοχή της Κρήτης (πάνω) – Κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή της Κρήτης, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 69 διαφορετικών τιμών (κάτω).

6.3 ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΣΕ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΤΕΜΑΧΗ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗΝ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΕΞΑΓΟΜΕΝΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ (ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΑ ΚΡΙΤΗΡΙΑ)

Λαμβάνοντας υπόψη την εξαγωγή και τη γεωστατιστική επεξεργασία (μέθοδος παρεμβολής) των πέντε εξεταζόμενων παραμέτρων, δηλαδή της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, της Συνολικής Ταχύτητας (TV), της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) και της Περιστροφής (Rot), πραγματοποιήθηκε η διαίρεση του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού. Κατά τη συγκεκριμένη διαίρεση προέκυψαν 10 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) (Εικόνα 6.3.1), τα οποία είναι τα εξής: 1) Πελοπόννησος block, 2) Κορινθιακός block, 3) Ιόνιο Πέλαγος block, 4) Θεσσαλία – Στερεά Ελλάδα block, 5) Ήπειρος block, 6) Δυτική Μακεδονία block, 7) Κεντρική Μακεδονία – Ανατολική Μακεδονία – Θράκη block, 8) Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος block, 9) Νότιο Αιγαίο Πέλαγος block και 10) Κρήτη block. Ως εκ τούτου, ο ελληνικός χώρος διαιρείται σε 50 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) με βάση τα γεωλογικά κριτήρια, όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, ενώ η αντίστοιχη διαίρεση του ελληνικού χώρου με βάση τα γεωδαιτικά κριτήρια οδήγησε στον προσδιορισμό 10 ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών (blocks). Στο επόμενο κεφάλαιο θα προσδιοριστεί ο οριστικός διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks), λαμβάνοντας υπόψη τόσο τα γεωλογικά όσο και τα γεωδαιτικά κριτήρια.



Εικόνα 6.3.1. Διαίρεση του ελληνικού χώρου σε 10 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) με βάση τα γεωδαιτικά κριτήρια (1: Πελοπόννησος block, 2: Κορινθιακός block, 3: Ιόνιο Πέλαγος block, 4: Θεσσαλία – Στερεά Ελλάδα block, 5: Ήπειρος block, 6: Δυτική Μακεδονία block, 7: Κεντρική Μακεδονία – Ανατολική Μακεδονία – Θράκη block, 8: Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος block, 9: Νότιο Αιγαίο Πέλαγος block και 10: Κρήτη block).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΟΡΙΣΤΙΚΟΣ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΣΕ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΤΕΜΑΧΗ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΦΛΟΙΟΥ – ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΖΩΝΟΠΟΙΗΣΗΣ

7.1 ΜΟΝΤΕΛΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΤΕΜΑΧΩΝ

7.1.1. Επισκόπηση των μοντέλων διαίρεσης του ελληνικού χώρου τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού

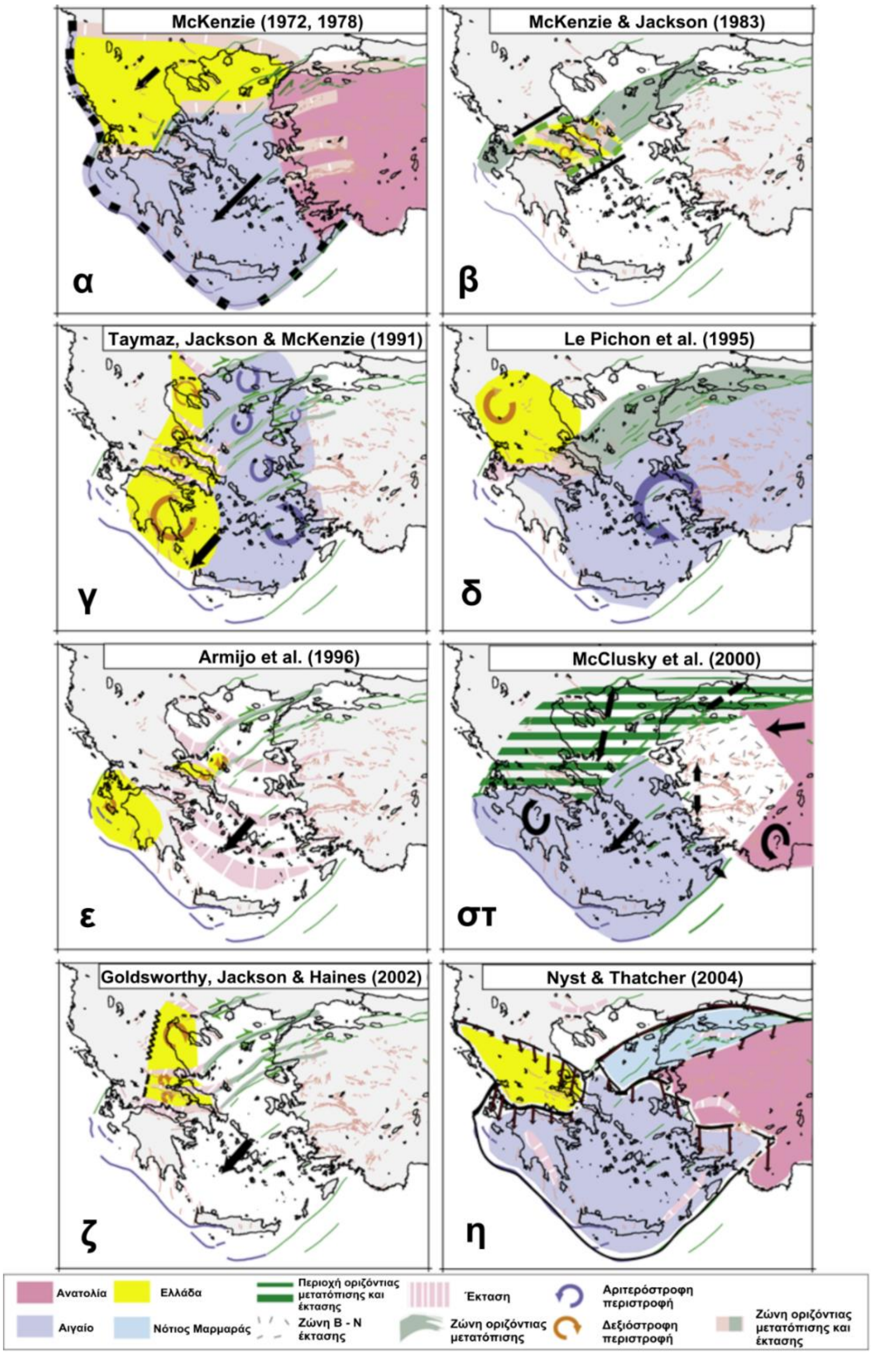
Η περιοχή του Αιγαίου αποτέλεσε αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών, ως προς την κατανόηση της τεκτονικής, οδηγώντας στη δημιουργία διαφορετικών κινηματικών μοντέλων, τα οποία σχετίζονται άμεσα με την παραμόρφωσή του. Στην Εικόνα 7.1.1.1 παρουσιάζονται οκτώ από τα σημαντικότερα κινηματικά μοντέλα που έχουν προταθεί για την περιοχή του Αιγαίου.

Αρχικά, το πρώτο μοντέλο της κινηματικής των πλακών της περιοχής του Αιγαίου προτάθηκε από τον McKenzie (1972, 1978), βάσει των κύριων τεκτονικών στοιχείων της συγκεκριμένης περιοχής, τα οποία προσδιορίστηκαν λαμβάνοντας υπόψη τις αρχές των τεκτονικών πλακών, τη σεισμικότητα, τις επιλύσεις των μηχανισμών γένεσης και τις κατανομές των ενεργών ρηγμάτων. Το μοντέλο (Εικόνα 7.1.1.1α) χαρακτηρίζεται από την παρουσία τριών διακριτών τεκτονικών τεμαχών, περιλαμβάνοντας ταυτόχρονα ορισμένες ζώνες παραμόρφωσης στο εσωτερικό του δυτικού τμήματος της μικροπλάκας της Ανατολίας. Ωστόσο, το συγκεκριμένο μοντέλο θεωρήθηκε επισφαλές, λόγω του γεγονότος ότι η κατανομή της σεισμικότητας και των ενεργών ρηγμάτων θεωρείται σαφώς πιο διαδεδομένη από την αντίστοιχη που λαμβάνεται υπόψη στο συγκεκριμένο μοντέλο, ενώ ταυτόχρονα υποδηλώνεται η παρουσία ενός ρήγματος μετασχηματισμού στην Κεντρική Ελλάδα, το οποίο συνδέει δύο ζώνες έκτασης, χωρίς ωστόσο να υπάρχουν ενδείξεις ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στη συγκεκριμένη περιοχή.

Το δεύτερο μοντέλο (McKenzie & Jackson 1983, 1986) χαρακτηρίζεται από την πρωτοτυπία της δεξιόστροφης περιστροφής των τεκτονικών τεμαχών του φλοιού της Κεντρικής Ελλάδας, βάσει της οποίας τεκμηριώνεται η επικράτηση κανονικών ρηγμάτων στη συγκεκριμένη περιοχή και η ταυτόχρονη απουσία ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης (Εικόνα 7.1.1.1β). Ειδικότερα, στην περίπτωση κατά την οποία λαμβάνει χώρα δεξιόστροφη περιστροφή, σε σχέση με την Ευρασία, των κανονικών ρηγμάτων και των παρεμβαλλόμενων τεκτονικών τεμαχών του φλοιού στην Κεντρική Ελλάδα, τότε η Β – Ν διεύθυνση των διανυσμάτων σεισμικής ολίσθησης αυτής της περιοχής συμβαδίζει με τη ΝΝΔ κίνησή της σε σχέση με την Ευρασία. Επιπρόσθετα, το συγκεκριμένο μοντέλο χαρακτηρίζεται από την παρουσία αρκετών περιστρεφόμενων "ράβδων", ενώ αξίζει να σημειωθεί και το γεγονός ότι τα αζιμούθια των διανυσμάτων ολίσθησης των σεισμών των κανονικών ρηγμάτων συγκεντρώνονται κοντά στις 180 μοίρες, γεγονός το οποίο βρίσκεται σε συμφωνία με τη διεύθυνση της σχετικής κίνησης μεταξύ των μικροπλακών της κεντρικής Ελλάδας και του Νοτίου Αιγαίου.

Το τρίτο μοντέλο (Taymaz et al., 1991) υποδεικνύει την κυριαρχία των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου, καθώς επίσης και την επικρατούσα έκταση στην Κεντρική Ελλάδα, προτείνοντας τη συνολική παρουσία εννέα μικροπλακών και "διατμημένων ράβδων", στις οποίες προσαρμόζονται τα προαναφερόμενα χαρακτηριστικά (Εικόνα 7.1.1.1γ). Ωστόσο, η μεταγενέστερη καταγραφή των γεωδαιτικών δεδομένων από μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS υποδεικνύει ότι το συγκεκριμένο μοντέλο είναι αρκετά πιο πολύπλοκο σε σχέση με τις πραγματικές συνθήκες, οι οποίες σχετίζονται με τη μεγάλης κλίμακας κινηματική.

Το τέταρτο μοντέλο (Le Pichon et al., 1995) βασίστηκε σε πρόωρα γεωδαιτικά δεδομένα μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS/GNSS, προσδιορίζοντας ποσοτικά τη δεξιόστροφη περιστροφή της Κεντρικής Ελλάδας, καθώς επίσης και την προς τα δυτικά αυξανόμενη έκταση στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου (Εικόνα 7.1.1.1δ). Παρά το γεγονός ότι δόθηκε ιδιαίτερη έμφαση στην περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας, εντούτοις το προτεινόμενο μοντέλο περιλαμβάνει δύο τεκτονικά τεμάχη παραμόρφωσης του Αιγαίου, εκ των οποίων το ένα χαρακτηρίζεται από δεξιόστροφη περιστροφή της Κεντρικής Ελλάδας και το δεύτερο από αριστερόστροφη περιστροφή του Νοτίου Αιγαίου και της Ανατολίας, ενώ ταυτόχρονα επισημαίνεται η έκταση κατά μήκος του Κορινθιακού κόλπου, καθώς και μία σημαντικού εύρους ζώνη στο Βόρειο Αιγαίο, στην οποία κατανέμεται η παραμόρφωση της οριζόντιας μετατόπισης.



Εικόνα 7.1.1.1. Τα οκτώ σημαντικότερα κινηματικά μοντέλα της τεκτονικής του Αιγαίου (α – η), τα οποία έχουν προταθεί από διάφορους επιστήμονες (τροποποιημένο από Nyst & Thatcher, 2004).

Το πέμπτο μοντέλο (Armijo et al., 1996) χαρακτηρίζεται από την επισήμανση των κύριων εκτατικών αποτελεσμάτων της απόληξης του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης στο βορειοδυτικό Αιγαίο και την Κεντρική Ελλάδα (Εικόνα 7.1.1.1ε). Ειδικότερα, στο συγκεκριμένο μοντέλο προτείνεται ότι η παρούσα έκταση των περιοχών του Βόρειου Αιγαίου και της Κεντρικής Ελλάδας αναπτύσσεται στις περιοχές που βρίσκονται σε κοντινή απόσταση από τους βόρειους και νότιους κλάδους ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, ενώ επιπλέον επισημαίνεται το γεγονός ότι οι χαμηλότεροι ρυθμοί έκτασης εντοπίζονται κατά μήκος ορισμένων τοξοειδών ζωνών που αναπτύσσονται στην περιοχή του Κεντρικού Αιγαίου και το νοτιοδυτικό τμήμα της Ανατολίας.

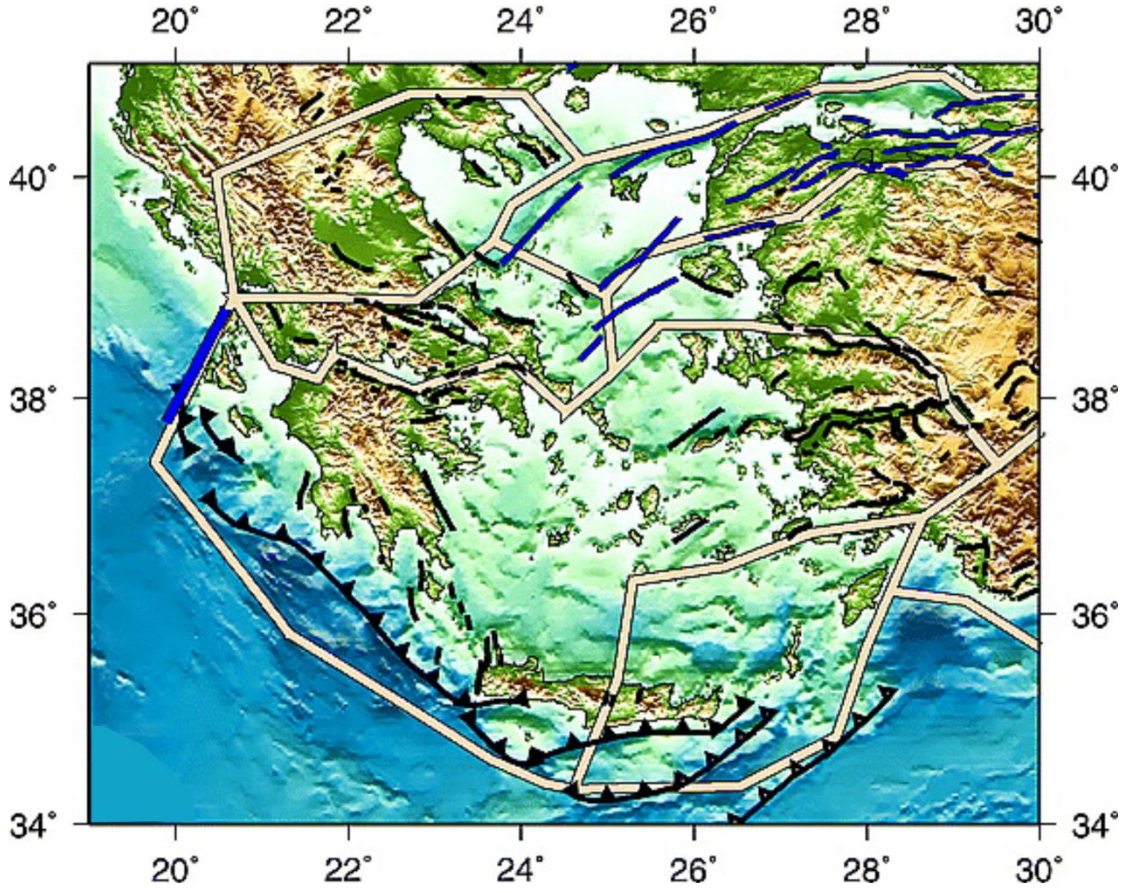
Το έκτο μοντέλο (McClusky et al., 2000) βασίζεται στην ανάλυση και τη σύνθεση πολυάριθμων γεωδαιτικών δεδομένων, η καταγραφή των οποίων πραγματοποιήθηκε από μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS στην περιοχή μεταξύ της Δυτικής Ελλάδας και του Νότιου Αιγαίου, καθώς επίσης και από σταθμούς της Δυτικής Τουρκίας, οδηγώντας στον προσδιορισμό τεκτονικών τεμαχών στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου και του νοτιοδυτικού τμήματος της Πελοποννήσου (Εικόνα 7.1.1.1στ). Επιπρόσθετα, ορισμένοι από τους μόνιμους σταθμούς GPS/GNSS του δικτύου είναι τοποθετημένοι στην ηπειρωτική Ελλάδα και δε θεωρήθηκε η κίνηση τους σχετική ως προς το υπόλοιπο Αιγαίο, αλλά παρόλα αυτά υπέδειξαν ότι ένα σημαντικό τμήμα της περιοχής του Αιγαίου παραμορφώνεται από την έκταση που είναι διαδεδομένη στο Βόρειο Αιγαίο και τη Δυτική Ανατολία, καθώς και γενικότερα σε ολόκληρο τον ελληνικό χώρο. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι μία μεταγενέστερη ανασκόπηση των (Reilinger & McClusky, 2001) υποδεικνύει την ακαμψία στο δυτικό και το βορειοδυτικό τμήμα της Ανατολίας.

Το έβδομο μοντέλο (Goldsworthy et al., 2002) επικεντρώνεται στην περιοχή της Κεντρικής και της Βόρειας Ελλάδας, συμπεριλαμβάνοντας τρία δεξιόστροφα τεκτονικά τεμάχη, τα οποία χαρακτηρίζονται μεταξύ τους από μία τοπική έκταση, ενώ η κατασκευή του συγκεκριμένου μοντέλου βασίστηκε στο συνδυασμό γεωμορφολογίας με σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα (Εικόνα 7.1.1.1ζ). Μία βασική παρατήρηση του συγκεκριμένου μοντέλου είναι η σταδιακή μείωση της έκτασης του Κορινθιακού κόλπου προς τα ανατολικά, ενώ αντίστοιχα η σταδιακή μείωση της έκτασης στην περιοχή του Ευβοϊκού κόλπου και τις τεκτονικές τάφρους της Θεσσαλίας και της Μακεδονίας μειώνεται προς τα δυτικά. Βάσει αυτής της παρατήρησης, θεωρήθηκε απαραίτητο να ληφθεί υπόψη για την ακαμψία των τεκτονικών τεμαχών του συγκεκριμένου μοντέλου, το γεγονός ότι η έκταση του Κορινθιακού κόλπου ισούται με την αθροιστική έκταση των περιοχών Εύβοιας, Λοκρίδας και Θεσσαλίας. Ωστόσο, το συγκεκριμένο μοντέλο θεωρήθηκε από τους ίδιους επιστήμονες (Goldsworthy et al., 2002) ως ημιποσοτικό, επισημαίνοντας ότι δε θα πρέπει η κυριολεκτική του σημασία να λαμβάνεται αυστηρά υπόψη. Ως προς τα γεωδαιτικά δεδομένα, παρά το γεγονός ότι η παρουσία τους δεν είναι ιδιαίτερα πυκνή στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, εντούτοις τα υπάρχοντα δεδομένα δε δικαιολογούν το μοντέλο των τριών τεκτονικών τεμαχών. Επιπρόσθετα, η ταχύτητα κίνηση της Βόρειας Ελλάδας (Μακεδονία και Θράκη) και της Βουλγαρίας κυμαίνεται μεταξύ 5 και 10 χιλιοστών/έτος, χωρίς ωστόσο να καθίσταται δυνατή η απαραίτητη για το μοντέλο σύγκρισή της με την κίνηση οριζόντιας μετατόπισης του ρηξιγενούς συστήματος Καβάλας – Ξάνθης, το οποίο αποτελεί το βορειότερο όριο του τεκτονικού τεμάχους. Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι το συγκεκριμένο μοντέλο χαρακτηρίζεται από ένα μη καθορισμένο κλάσμα της κίνησης της Κεντρικής και Βόρειας Ελλάδας κατά μήκος των τριών βόρειων ορίων των αντίστοιχων τεκτονικών τεμαχών, ενώ ταυτόχρονα προσδιορίζεται ένα όριο του τεκτονικού τεμάχους κατά μήκος της Κεντρικής Εύβοιας που εκτείνεται δυτικά έως την Κεντρική Ελλάδα. Επιπλέον, ο Κορινθιακός κόλπος αποτελεί ένα σημαντικό όριο των τεκτονικών τεμαχών στο συγκεκριμένο μοντέλο.

Το όγδοο μοντέλο (Nyst & Thatcher, 2004) χαρακτηρίζεται από τη διάκριση τεσσάρων μικροπλακών, βάσει των οποίων προσδιορίζονται τα κυριότερα χαρακτηριστικά της σημερινής παραμόρφωσης ολόκληρης της περιοχής του Αιγαίου, ενώ ταυτόχρονα το συγκεκριμένο μοντέλο είναι σύμφωνο με τα γεωδαιτικά δεδομένα, τα οποία έχουν καταγραφεί από τους σταθμούς GPS (Εικόνα 7.1.1.1η). Επιπλέον, στο συγκεκριμένο μοντέλο εντοπίζονται απομονωμένες ζώνες παραμόρφωσης στο εσωτερικό των άκαμπτων μικροπλακών, καθώς επίσης και χαμηλοί ρυθμοί τάσεων στο εσωτερικό της μικροπλάκας της Ανατολίας, ενώ συγκρίσιμη παραμόρφωση λαμβάνει χώρα και σε περιοχές εκτός του δικτύου GPS και πιο συγκεκριμένα στο βορειοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου, στο Ιόνιο Πέλαγος και στο δυτικό τμήμα της Ανατολίας. Στο σημείο αυτό αξίζει να επισημανθεί το γεγονός ότι οι προαναφερόμενες ζώνες είναι πιθανό να αποτελούν τα όρια μικρότερων μικροπλακών, χωρίς ωστόσο να καθίσταται δυνατός ο προσδιορισμός τους εξαιτίας της αραιής κάλυψης που παρέχουν οι σταθμοί

GPS, ενώ επιπλέον σημειώνεται το γεγονός ότι η κατανομή της σεισμικότητας, των ενεργών ρηγμάτων και της γεωμορφολογίας συνδέονται με έντονη τεκτονική παραμόρφωση, η οποία λαμβάνει χώρα στα όρια ανίχνευσης από τους σταθμούς GPS.

Το ένατο μοντέλο (Reilinger et al., 2006) αποτελεί το πιο πρόσφατο μοντέλο και προτάθηκε στα πλαίσια μίας ευρύτερης μελέτης ολόκληρης της ζώνης σύγκλισης μεταξύ Αφρικής, Αραβίας και Ευρασίας. Σύμφωνα με το συγκεκριμένο μοντέλο η περιοχή του Αιγαίου διαιρείται σε έξι τεκτονικά τεμάχη, τα όρια των οποίων βασίζονται στα παρατηρούμενα κύρια ρήγματα της περιοχής (Εικόνα 7.1.1.2). Επιπρόσθετα, για την κατασκευή του συγκεκριμένου μοντέλου λήφθηκαν υπόψη οι ταχύτητες ενός σημαντικού αριθμού μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών GPS/GNSS, οι οποίες χαρακτηρίζονται από βαθμό αξιοπιστίας ίσο με 95% (Reilinger et al., 2006).



Εικόνα 7.1.1.2. Μοντέλο τεκτονικών τεμαχών της περιοχής του Αιγαίου, προτεινόμενο από τους Reilinger et al. (2006). Λευκές γραμμές: όρια τεκτονικών τεμαχών, οδοντωτές γραμμές: ανάστροφα ρήγματα, μπλε γραμμές: ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και μαύρες γραμμές: κανονικά ρήγματα (τροποποιημένο από τους Floyd et al., 2010).

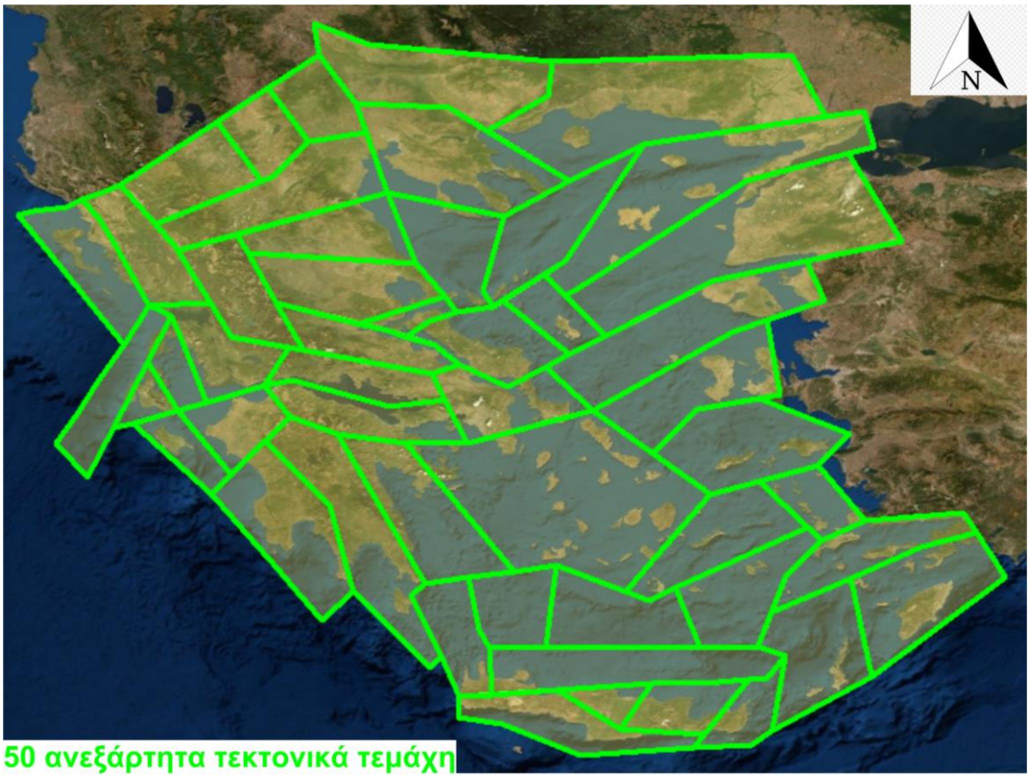
7.1.2. Σύγκριση του γεωλογικού και του γεωδαιτικού μοντέλου διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού – Συνδυασμός των δύο μοντέλων και εξαγωγή τελικού μοντέλου

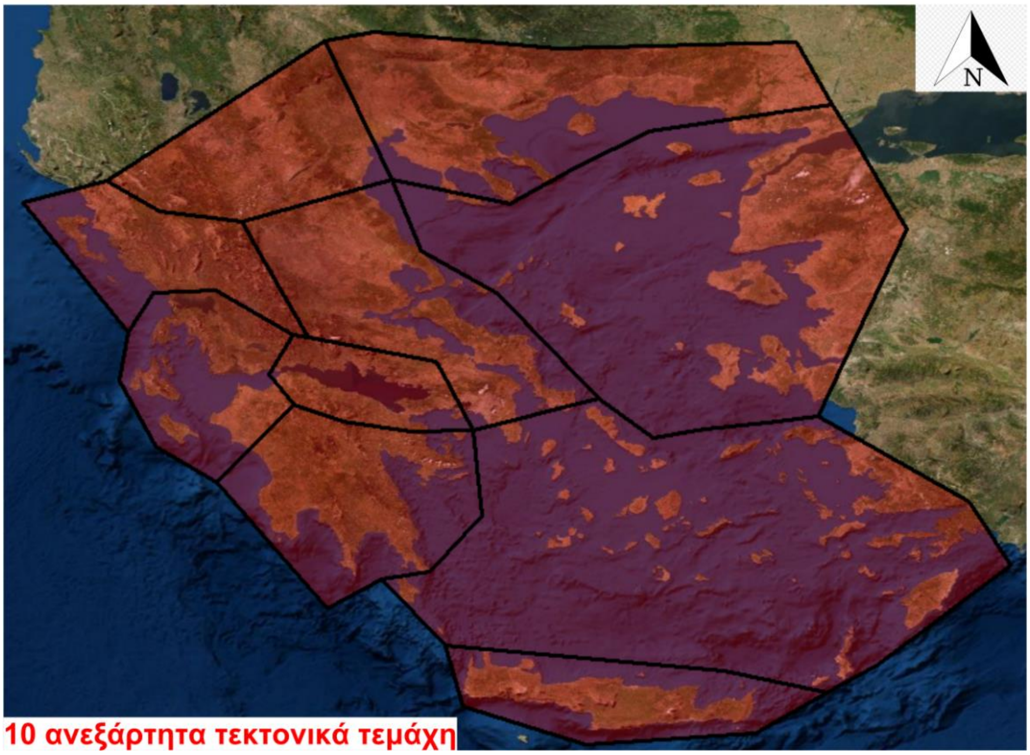
Η σύγκριση του γεωλογικού μοντέλου διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού με το αντίστοιχο γεωδαιτικό αποτελεί μία απαραίτητη διαδικασία, προκειμένου να επιτευχθεί η εξαγωγή του τελικού μοντέλου, κατά την κατασκευή του οποίου επιχειρείται ο συνδυασμός των δύο προαναφερόμενων μοντέλων.

Αρχικά, όσον αφορά το γεωλογικό μοντέλο (Εικόνα 7.1.2.1 – πάνω), ο διαχωρισμός του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη, στο εσωτερικό του καθενός εκ των οποίων θεωρείται ότι επικρατεί μία κοινή τεκτονική συμπεριφορά, βασίστηκε, κατά κύριο λόγο, στα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS), όπως περιγράφηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο (βλ. Κεφάλαιο 3). Κατά την ολοκλήρωση της κατασκευής του συγκεκριμένου μοντέλου, ο ελληνικός χώρος είχε διαιρεθεί σε 50 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη, ενώ στο εσωτερικό του καθενός (πλην ελαχίστων εξαιρέσεων) συμπεριλαμβάνονταν ένα ή περισσότερα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) της προαναφερόμενης βάσης δεδομένων. Όσον αφορά το γεωδαιτικό μοντέλο (Εικόνα 7.1.2.1 – κάτω), η κατασκευή του βασίστηκε στον υπολογισμό των πέντε παραμέτρων (Μέγιστη και η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση – MAHE και MIHE, Συνολική Ταχύτητα – TV, Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση – MSS, Περιοχική Παραμόρφωση – AS και Περιστροφή – Rot), οι οποίες προέκυψαν κατά την επεξεργασία των πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων, οδηγώντας τελικά στην κατασκευή του γεωδαιτικού μοντέλου που περιλαμβάνει 10 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (βλ. Κεφάλαιο 6).

Κατά τη σύγκριση του γεωλογικού με το γεωδαιτικό μοντέλο, παρατηρείται η σημαντική αριθμητική διαφορά των τεκτονικών τεμαχών μεταξύ των δύο μοντέλων (50 τεκτονικά τεμάχη το γεωλογικό μοντέλο και 10 τεκτονικά τεμάχη το γεωδαιτικό μοντέλο). Το συγκεκριμένο γεγονός θεωρείται αναμενόμενο, καθώς κατά το γεωλογικό διαχωρισμό ελήφθησαν υπόψη, σχεδόν αποκλειστικά, τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS). Το γεγονός ότι τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs), τα οποία συμπεριλαμβάνουν μία σειρά σημαντικών δεδομένων, αποτέλεσαν τη μοναδική παράμετρο διαχωρισμού του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη, παρείχε τη δυνατότητα ενός πιο ευέλικτου διαχωρισμού, οδηγώντας τελικά στην κατασκευή ενός μοντέλου με πολυάριθμα τεκτονικά τεμάχη. Αντιθέτως, η κατασκευή του γεωδαιτικού μοντέλου βασίστηκε στο συνδυασμό πέντε διαφορετικών παραμέτρων (Μέγιστη και η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση, Συνολική Ταχύτητα, Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση, Περιοχική Παραμόρφωση και Περιστροφή), γεγονός το οποίο κατέστησε πιο πολύπλοκη τη διαδικασία διαχωρισμού του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη. Η συγκεκριμένη πολυπλοκότητα ενισχύθηκε περαιτέρω και από τον ποσοτικό προσδιορισμό των συγκεκριμένων παραμέτρων. Κατά συνέπεια, η εξαγωγή του γεωδαιτικού μοντέλου συμπεριλαμβάνει σαφώς λιγότερα τεκτονικά τεμάχη από το αντίστοιχο γεωλογικό.

Παρά το γεγονός της αριθμητικής διαφοράς των τεκτονικών τεμαχών μεταξύ των δύο μοντέλων, εντούτοις παρουσιάζονται σημαντικές ομοιότητες ως προς τον ορισμό των ορίων των τεκτονικών τεμαχών χαρακτηριστικών περιοχών του ελληνικού χώρου. Ειδικότερα, ορισμένα παραδείγματα τέτοιων περιοχών, κατά τα οποία επιβεβαιώνεται το προαναφερόμενο γεγονός είναι τα εξής: 1) Βόρειο Αιγαίο, 2) Κεντρική – Ανατολική Μακεδονία και Θράκη, 3) Δυτική Μακεδονία, 4) Ήπειρος, 5) Κορινθιακός κόλπος, 6) Νότιο Αιγαίο και 7) Κρήτη. Επιπλέον, εντοπίζονται οι περιπτώσεις ορισμένων περιοχών, όπου οι αποκλίσεις των ορίων των τεκτονικών τεμαχών των δύο μοντέλων είναι σημαντικότερες (π.χ Ιόνιο Πέλαγος), χωρίς ωστόσο να προκαλούνται ασάφειες ή αντικρουόμενα αποτελέσματα μεταξύ των δύο μοντέλων.





Εικόνα 7.1.2.1. Γεωλογικό μοντέλο διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε 50 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού (πάνω) και γεωδαιτικό μοντέλο διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε 10 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού (κάτω).

Με βάση τα δύο διαφορετικά μοντέλα διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη επιχειρήθηκε η κατασκευή του τελικού μοντέλου διαίρεσης (Εικόνα 7.1.2.2), κατά το οποίο λαμβάνονται υπόψη γεωλογικά και γεωδαιτικά δεδομένα. Ουσιαστικά, η κατασκευή του τελικού μοντέλου περιλαμβάνει το σύνολο των παραμέτρων του γεωλογικού (μία παράμετρος) και του γεωδαιτικού (πέντε παράμετροι) μοντέλου, οι οποίες συνολικά είναι έξι και έχουν αναφερθεί αναλυτικά παραπάνω. Το γεγονός ότι αφενός συνδυάζονται, ποιοτικά, δύο διαφορετικοί τύποι παραμέτρων και αφετέρου χρησιμοποιούνται συνολικά έξι διαφορετικές παράμετροι είχε ως αποτέλεσμα την εξαγωγή ενός τελικού μοντέλου πέντε ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών, τα οποία καταλαμβάνουν το σύνολο του ελληνικού χώρου. Ειδικότερα, τα συγκεκριμένα τεκτονικά τεμάχη είναι τα εξής: 1) Νότιο Αιγαίο, 2) Κορινθιακός κόλπος, 3) Κεντρική – Βορειοδυτική Ελλάδα, 4) Κεντρική – Ανατολική Μακεδονία και Θράκη και 5) Τάφρος Βόρειου Αιγαίου. Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι κατά τη διαίρεση του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη ελήφθησαν υπόψη επικουρικά το γενικότερο σεισμοτεκτονικό καθεστώς και η γεωτεκτονική εξέλιξη του ελληνικού χώρου, η συμβολή των οποίων αποτυπώνεται στα ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη.

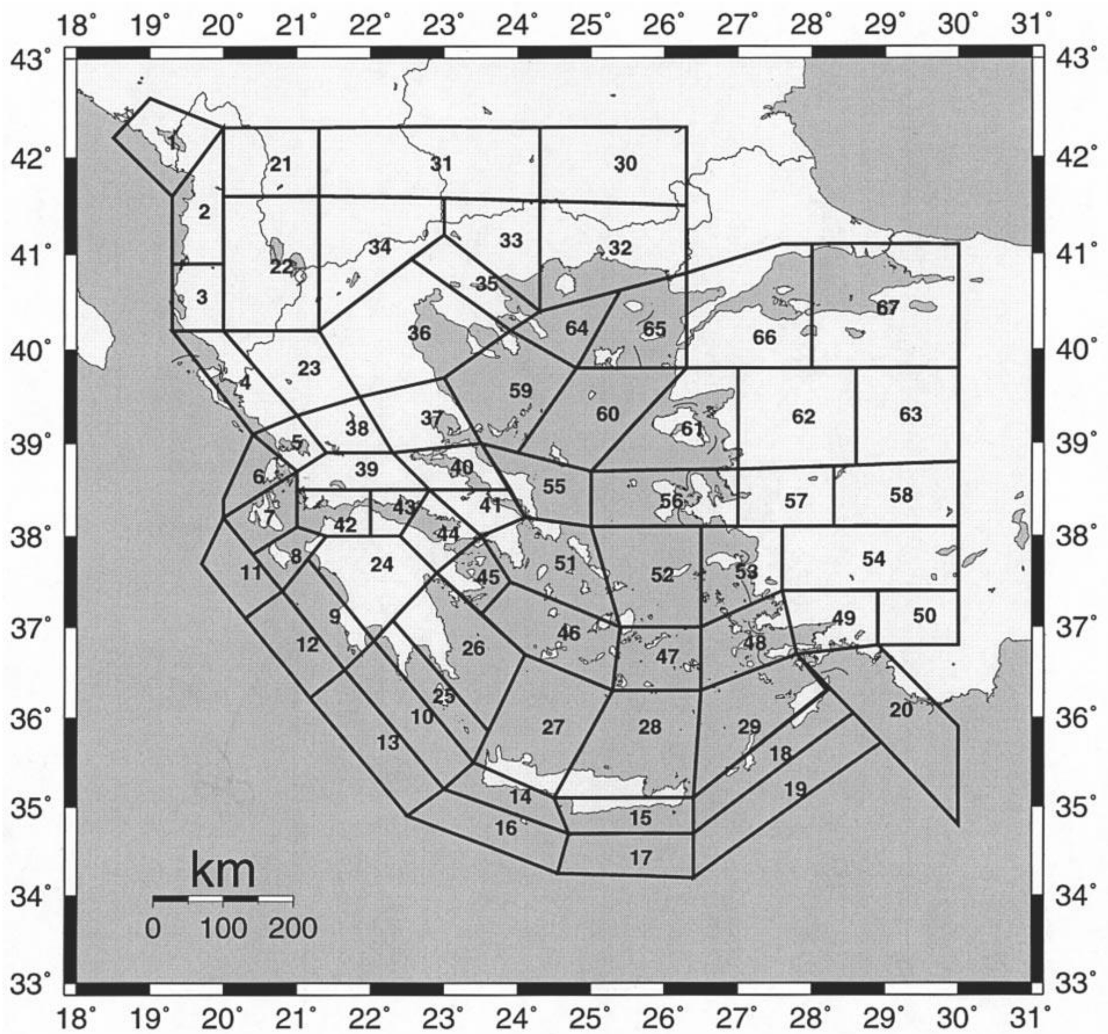
Εικόνα 7.1.2.2. Τελικό μοντέλο διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε 5 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού, συνδυάζοντας τις παραμέτρους του γεωλογικού και του γεωδαιτικού μοντέλου (1: Νότιο Αιγαίο, 2: Κορινθιακός κόλπος, 3: Κεντρική – Βορειοδυτική Ελλάδα, 4: Κεντρική – Ανατολική Μακεδονία και Θράκη, 5: Τάφρος Βόρειου Αιγαίου).

7.2 ΜΟΝΤΕΛΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΖΩΝΟΠΟΙΗΣΗΣ

7.2.1. Επισκόπηση των μοντέλων σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου

Η κατασκευή χαρτών σεισμικής ζωνοποίησης αποτελεί ένα ιδιαίτερα σημαντικό στάδιο κατά τη διαδικασία εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας. Στο συγκεκριμένο υποκεφάλαιο θα περιγραφούν συνοπτικά τα δύο σημαντικότερα και πιο πρόσφατα μοντέλα σεισμικής ζωνοποίησης που έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο (Papaioannou & Papazachos, 2000; Vamvakaris et al., 2016).

Αρχικά, η πρώτη κατασκευή μοντέλου σεισμικής ζωνοποίησης της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου πραγματοποιήθηκε από τον Papazachos (1990), χρησιμοποιώντας κατά κύριο λόγο σεισμολογικά δεδομένα, ενώ ταυτόχρονα η χρήση γεωλογικών πληροφοριών, οι οποίες συνδέονται με την παρουσία σημαντικών ρηξιγενών δομών, ήταν πιο περιορισμένη. Η εκδήλωση των δύο πρόσφατων σεισμικών γεγονότων της Κοζάνης – Γρεβενών (1995) και της Αθήνας (1999) είχαν ως αποτέλεσμα την αναθεώρηση και τη βελτίωση του προαναφερόμενου μοντέλου από τους Papaioannou & Papazachos (2000), οδηγώντας σε μία ακριβέστερη εκτίμηση της σεισμικής ζωνοποίησης (Εικόνα 7.2.1.1), με βάση τη χρήση νέων ενόργανων δεδομένων.



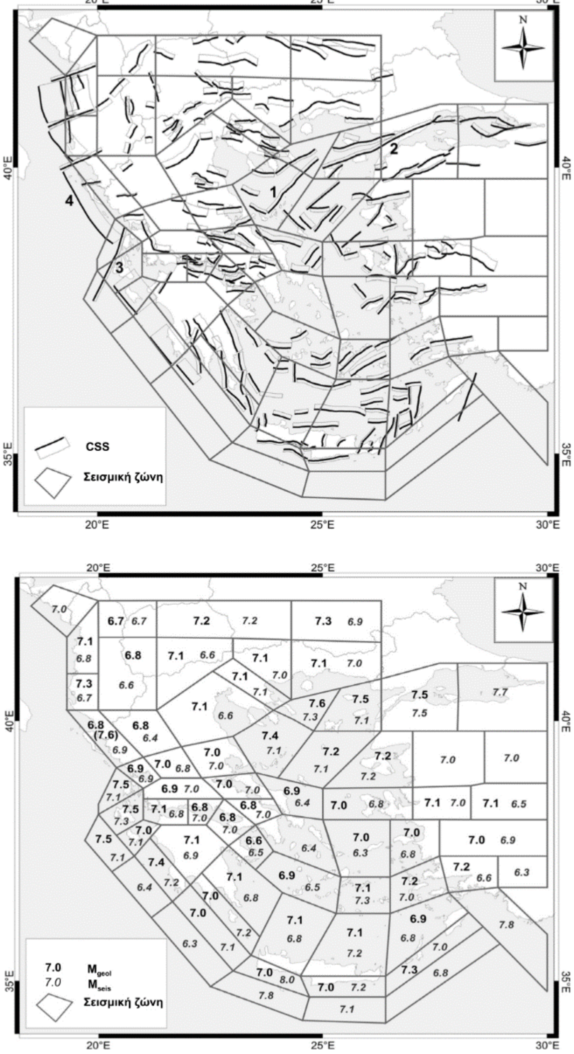
Εικόνα 7.2.1.1. Σεισμική ζωνοποίηση του ελληνικού χώρου και της ευρύτερης περιοχής (από Papaioannou & Papazachos, 2000).

Το προαναφερόμενο μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης επιχειρήθηκε να συγκριθεί με την πιο πρόσφατη έκδοση των Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs) που περιλαμβάνονται στην Ελληνική Βάση Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS) (Εικόνα 7.2.1.2 – πάνω), γεγονός το οποίο αποκάλυψε αρκετές αναντιστοιχίες μεταξύ τους, καθώς ορισμένα σημαντικά ενεργά ρήγματα, όπως τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου (NAT), της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου (NAB) και της ρηξιγενούς ζώνης μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς διαιρούνται σε περισσότερες σεισμικές ζώνες (Jenny et al., 2004; Koravos et al., 2003; Papanikolaou & Papanikolaou, 2007), γεγονός το οποίο είναι αντίθετο με τη σεισμοτεκτονική συμπεριφορά των συγκεκριμένων δομών (Sboras et al., 2014).

Επιπρόσθετα, οι Sboras et al. (2014) πραγματοποίησαν τη σύγκριση του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους (M_{seism}) της κάθε σεισμικής ζώνης, το οποίο προκύπτει από σεισμολογικά δεδομένα (Papaioannou & Papazachos, 2000) με το αντίστοιχο μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος (M_{geol}) της εκάστοτε σεισμικής ζώνης, προερχόμενο από γεωλογικές πληροφορίες της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS) (Εικόνα 7.2.1.2 – κάτω), γεγονός το οποίο ανέδειξε ιδιαίτερα αξιοσημείωτες αποκλίσεις. Ειδικότερα, η πρώτη προσέγγιση (M_{seism}), κατά την οποία χρησιμοποιούνται σεισμολογικά δεδομένα, βασίζεται σε τυποποιημένες στατιστικές διαδικασίες, στις οποίες λαμβάνεται υπόψη το μέγιστο μέγεθος, σύμφωνα με την παρατηρούμενη ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα (Papazachos, 1990). Ωστόσο, η συγκεκριμένη προσέγγιση θεωρείται επισφαλής, καθώς οι σεισμικοί κατάλογοι, στη συντριπτική τους πλειοψηφία, δεν καλύπτουν ολόκληρο τον σεισμικό κύκλο ενός ρήγματος, ενώ ταυτόχρονα η εκτίμηση του μεγέθους των ιστορικών σεισμικών γεγονότων θεωρείται ανακριβής, επηρεάζοντας την τιμή του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους (M_{seism}) (Sboras et al., 2014). Όσον αφορά την εκτίμηση του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους (M_{geol}), το οποίο προέρχεται από γεωλογικά δεδομένα που εφαρμόζονται σε ορισμένες εμπειρικές σχέσεις (Wells & Coppersmith, 1994), θεωρείται αξιόπιστη, καθώς οι γεωλογικές πληροφορίες είναι περισσότερες ως προς το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής του Αιγαίου, στην οποία εντοπίζεται σημαντικός αριθμός ρηγμάτων του φλοιού, με αποτέλεσμα την εξαγωγή λεπτομερών πληροφοριών ως προς το συνολικό σεισμοτεκτονικό τρόπο συμπεριφοράς των ρηξιγενών δομών (Sboras et al., 2014).

Η σύγκριση μεταξύ των M_{geol} και M_{seism} υποδεικνύει μία γενικότερη και συστηματική παρουσία υψηλότερων τιμών M_{geol} από τις αντίστοιχες M_{seism}, με τη μεταξύ τους διαφορά να κυμαίνεται μεταξύ 0,1 και 0,6 βαθμών μεγέθους (Sboras et al., 2014). Ωστόσο, στον ελληνικό χώρο εντοπίζονται ορισμένα τμήματά του, στα οποία οι

M_{seism} τιμές είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες M_{geol} τιμές, γεγονός το οποίο οφείλεται στη διαφορετική χωρική κατανομή των σεισμογενετικών πηγών σε σχέση με τις πλησιέστερες προς αυτές σεισμικές ζώνες (χαρακτηριστικά παραδείγματα αποτελούν οι περιοχές της Κέρκυρας και του Κορινθιακού κόλπου) (Sboras et al., 2014). Συμπερασματικά, η συστηματική $M_{geol} > M_{seism}$ διαφορά θεωρείται ότι είναι πιθανό να επηρεάζει καθοριστικά την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (Sboras et al., 2014).

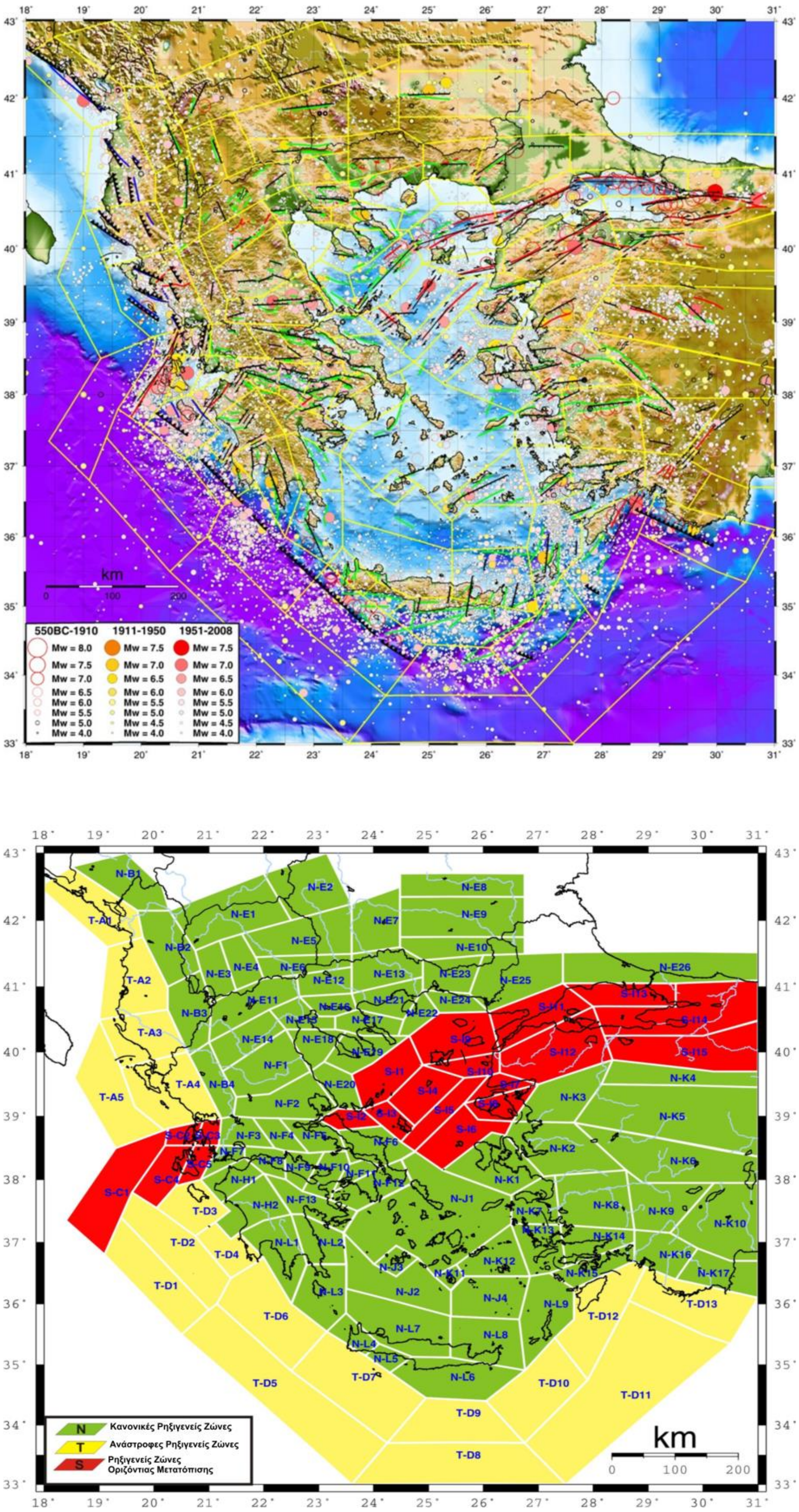


Εικόνα 7.2.1.2. Η αναντιστοιχία της σεισμικής ζωνοποίησης των Papaioannou and Papazachos (2000) και των Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs) της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS), ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζεται ο διαχωρισμός των Σύνθετων Ενεργών Ρηγμάτων (CSSs) από τις σεισμικές ζώνες και ιδιαίτερα των μεγαλύτερων δομών, όπως η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου (1), η τάφρος του Βόρειου Αιγαίου (2), το ρήγμα μετασχηματισμού Κεφαλονιάς – Λευκάδας (3) και το υποθαλάσσιο ανάστροφο ρήγμα της Κέρκυρας (4) (πάνω). Η σύγκριση μεταξύ των μέγιστων αναμενόμενων μεγεθών σε κάθε σεισμική ζώνη, προερχόμενα από: 1) γεωλογικές πληροφορίες (M_{geol} – αριθμοί με έντονους χαρακτήρες) και 2) σεισμολογικά δεδομένα (M_{seis} – αριθμοί με πλάγιους χαρακτήρες) (κάτω) (τροποποιημένο από Sboras et al., 2014).

Το πιο πρόσφατο μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης προτάθηκε από τους Vamvakaris et al. (2016) και χαρακτηρίζεται από τη διαίρεση του ελληνικού χώρου και της ευρύτερης περιοχής σε σεισμοτεκτονικά ομοιογενείς ζώνες, σύμφωνα με ορισμένα κριτήρια, τα οποία σχετίζονται με την κατανομή των επικέντρων και τους τύπους ρηγμάτων της συγκεκριμένης περιοχής, ενώ επιπρόσθετα ελήφθησαν υπόψη δεδομένα σχετικά με την κατανομή του τασικού πεδίου, καθώς επίσης και μία σειρά γεωλογικών, γεωτεκτονικών και μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών, οδηγώντας τελικά στον προσδιορισμό του μοντέλου σεισμικής ζωνοποίησης. Γενικότερα, ο συνδυασμός όλων των διαθέσιμων πληροφοριών θεωρείται καθοριστικός ως προς τον προσδιορισμό περιοχών κοινών σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών, ενώ ειδικότερα με βάση τον τύπο και την παράταξη των κύριων ρηξιγενών δομών, καθώς και το καθεστώς τάσης, προσδιορίστηκαν τόσο τα σχήματα όσο και η ομαδοποίηση των σεισμικών ζωνών, και ταυτόχρονα αξιολογήθηκαν τα όρια μετάβασης από τη μία σεισμική ζώνη στην άλλη, σύμφωνα με την κατανομή των επικέντρων (Vamvakaris et al., 2016).

Ως εκ τούτου, η ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου διαιρέθηκε σε 113 διαφορετικές ζώνες κοινών σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών (Εικόνα 7.2.1.3 – πάνω), λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων και καθιστώντας με αυτόν τον τρόπο ακριβέστερη την ανάλυσή τους (Vamvakaris et al., 2016). Ταυτόχρονα, οι σεισμικές ζώνες χαρακτηρίζονται από τη σημαντική παρουσία κοινών χαρακτηριστικών, έχοντας ως αποτέλεσμα τη δημιουργία τριών κύριων ομάδων ζωνών, οι οποίες διακρίνονται με βάση τον τύπο των ρηξιγενών δομών της εκάστοτε ζώνης και πιο συγκεκριμένα, οι ομάδες αυτές είναι οι εξής (Εικόνα 7.2.1.3 – κάτω): α) Ομάδα T: επικράτηση ανάστροφων ρηξιγενών δομών, β) Ομάδα N: επικράτηση κανονικών ρηξιγενών δομών και γ) Ομάδα S: επικράτηση ρηξιγενών δομών οριζόντιας μετατόπισης (Vamvakaris et al., 2016). Επιπρόσθετα, οι τρεις προαναφερόμενες ομάδες διαιρέθηκαν σε έντεκα διαφορετικές υποομάδες, οι οποίες συμπεριλαμβάνουν το σύνολο των 113 σεισμικών ζωνών, με βάση κυρίως τη γεωγραφική θέση τους και τα χαρακτηριστικά (τύπος και διεύθυνση) των μεγάλων διαρρήξεων και πιο συγκεκριμένα με κίτρινο χρώμα παρουσιάζονται οι σεισμικές ζώνες, όπου κυριαρχούν οι ανάστροφες ρηξιγενείς δομές (ομάδα T, υποομάδες A και D), με πράσινο χρώμα παρουσιάζονται οι σεισμικές ζώνες, όπου κυριαρχούν οι κανονικές ρηξιγενείς δομές (ομάδα N, υποομάδες B, E, F, H, J, K και L) και με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται οι σεισμικές ζώνες, όπου κυριαρχούν οι ρηξιγενείς δομές οριζόντιας μετατόπισης (ομάδα

S, υποομάδες C και I) (Vamvakaris et al., 2016). Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι σε ένα σημαντικό αριθμό ρηξιγενών ζωνών, ο τρόπος ανάπτυξης των ρηξιγενών δομών είναι ιδιαίτερα πολύπλοκος και συνεπώς ο χαρακτηρισμός μίας σεισμικής ζώνης με βάση την κύρια ομάδα (T, N ή S) είναι κατά κύριο λόγο ενδεικτικός, καθώς θεωρείται πολύ πιθανή η παρουσία διαφορετικών τύπων ρηξιγενών δομών στο εσωτερικό της ίδιας σεισμικής ζώνης (Vamvakaris et al., 2016).



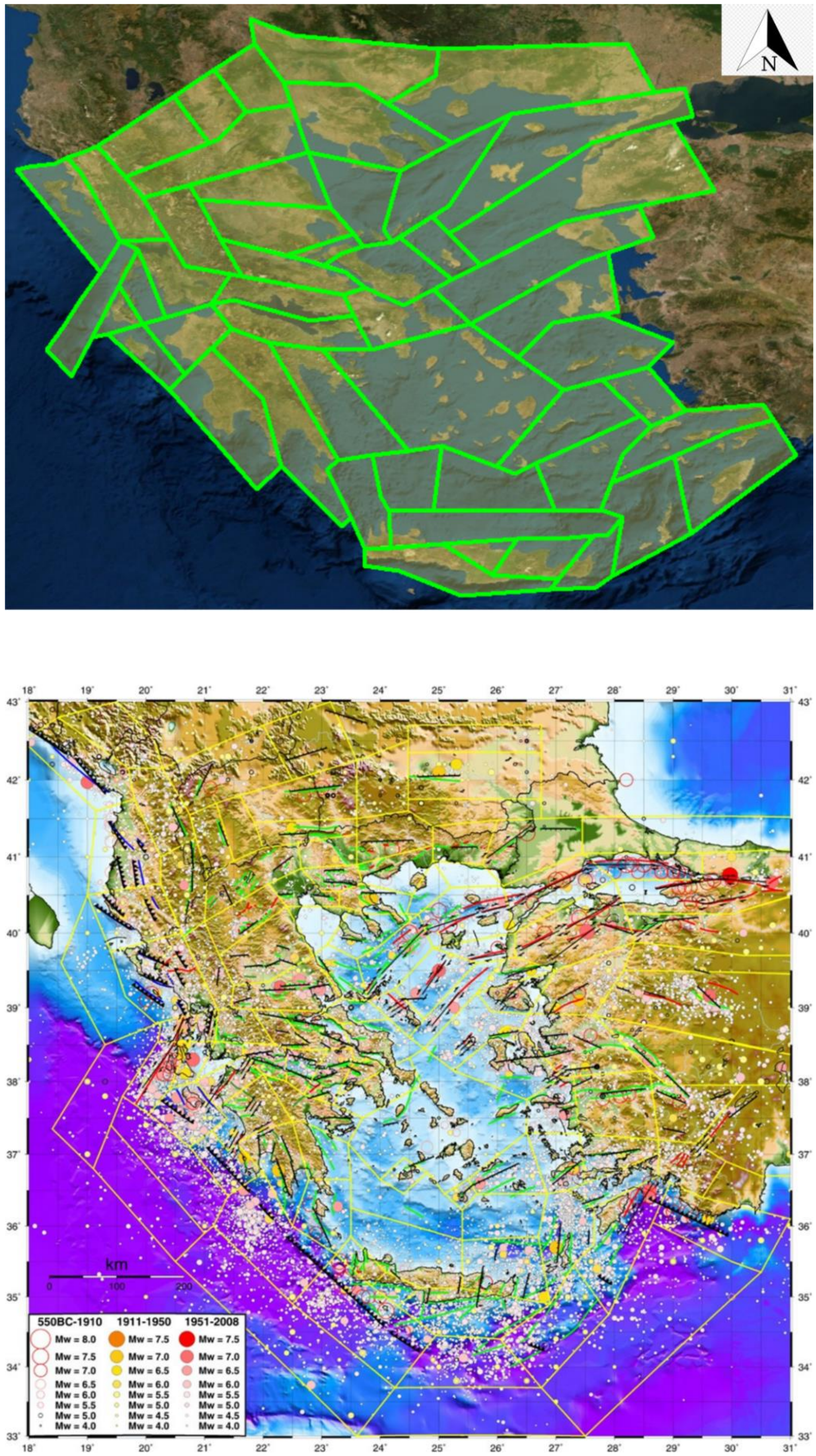
Εικόνα 7.2.1.3. Χάρτης της περιοχής μελέτης με τις 113 σεισμικές ζώνες που προσδιορίστηκαν από τη συνδυαστική χρήση όλων των διαθέσιμων δεδομένων (πάνω). Χάρτης των τριών, γενικών, σεισμοτεκτονικών ομάδων και των 11 υποομάδων, στις οποίες ομαδοποιήθηκαν οι 113 σεισμικές ζώνες (κάτω) (τροποποιημένο από Vamvakaris et al., 2016).

7.2.2. Σύγκριση των μοντέλων διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού με τα μοντέλα σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου

Λαμβάνοντας υπόψη τα μοντέλα σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου που περιγράφηκαν σε προηγούμενο υποκεφάλαιο, πραγματοποιείται η σύγκρισή τους με τα μοντέλα διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη.

Αρχικά, κατά τη σύγκριση του γεωλογικού, του γεωδαιτικού και του τελικού – συνδυαστικού μοντέλου με το πιο πρόσφατο μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης (Vamvakaris et al., 2016), παρατηρείται το γεγονός ότι τα δύο τελευταία (γεωδαιτικό και τελικό – συνδυαστικό μοντέλο) διαφέρουν σημαντικά από το αντίστοιχο της σεισμικής ζωνοποίησης που προαναφέρθηκε. Το συγκεκριμένο γεγονός θεωρείται αναμενόμενο, διότι το γεωδαιτικό και το τελικό – συνδυαστικό μοντέλο αποτελούν δύο πολυπαραμετρικά μοντέλα (πέντε και έξι παραμέτρων, αντίστοιχα), οδηγώντας στο διαχωρισμό του ελληνικού χώρου σε σημαντικότερου μεγέθους τεκτονικά τεμάχη, προκειμένου να πληρείται το σύνολο των παραμέτρων, όπως περιγράφηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Αντιθέτως, το γεωλογικό μοντέλο, στο οποίο λαμβάνεται υπόψη μία παράμετρος, παρουσιάζει πολυάριθμα τεκτονικά τεμάχη, ενώ ταυτόχρονα η μορφή του συνάδει περισσότερο με την αντίστοιχη του μοντέλου σεισμικής ζωνοποίησης. Ως εκ τούτου, στη συνέχεια ακολουθεί η σύγκριση του γεωλογικού μοντέλου με το πιο πρόσφατο μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου (Vamvakaris et al., 2016).

Κατά την παρατήρηση των δύο προαναφερόμενων μοντέλων παρατηρείται μία σημαντική διαφορά ως προς τη διαίρεση του ελληνικού χώρου, καθώς το γεωλογικό μοντέλο περιλαμβάνει 50 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (Εικόνα 7.2.2.1 – πάνω), ενώ αντίστοιχα το μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης περιλαμβάνει 113 σεισμικές ζώνες (Εικόνα 7.2.2.1 – κάτω). Το συγκεκριμένο γεγονός οφείλεται στα κριτήρια διαίρεσης του ελληνικού χώρου, καθώς στο γεωλογικό μοντέλο ως κριτήριο διαίρεσης ελήφθησαν υπόψη τα Σύνθετα Ενεργά Ρήγματα (CSSs) της Ελληνικής Βάσης Δεδομένων Ενεργών Ρηγμάτων (GreDaSS), ενώ στο μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης (Vamvakaris et al., 2016) τα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν ήταν η κατανομή των επικέντρων και οι τύποι των ρηγμάτων, τα οποία οδήγησαν στον καθορισμό μικρού μεγέθους και σεισμοτεκτονικά ομογενών ζωνών. Παρά το γεγονός ότι οι σεισμικές ζώνες του μοντέλου σεισμικής ζωνοποίησης είναι υπερδιπλάσιες από τα τεκτονικά τεμάχη του γεωλογικού μοντέλου, εντούτοις παρατηρούνται σημαντικές ομοιότητες ως προς τα όριά τους, με μικρές αποκλίσεις, καθώς σε αρκετές περιπτώσεις τα όρια των σεισμικών ζωνών συμπίπτουν με τα όρια των τεκτονικών τεμαχών. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η περιοχή του Βόρειου Αιγαίου, η οποία περιλαμβάνει έξι τεκτονικά τεμάχη στο γεωλογικό μοντέλο και δεκατρείς σεισμικές ζώνες στο μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης. Παρόλο που η αριθμητική διαφορά μεταξύ τεκτονικών τεμαχών και σεισμικών ζωνών είναι σημαντική, η οριοθέτηση της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου (είτε από τεκτονικά τεμάχη είτε από σεισμικές ζώνες) παρουσιάζει σημαντικές ομοιότητες και στα δύο μοντέλα. Η συγκεκριμένη εικόνα παρατηρείται στο σύνολο του ελληνικού χώρου, με την αναμενόμενη παρουσία μικρότερων ή μεγαλύτερων αποκλίσεων. Συνεπώς, η σύγκριση του γεωλογικού μοντέλου με το πιο πρόσφατο μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης (Vamvakaris et al., 2016) υποδεικνύει το γεγονός ότι τα δύο μοντέλα βρίσκονται σε καλή συμφωνία, παρουσιάζοντας ορισμένες διαφορές, χωρίς ωστόσο να αγνοούνται τα γεωλογικά, τα τεκτονικά και τα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά σε κάποιο από τα δύο μοντέλα.



Εικόνα 7.2.2.1. Γεωλογικό μοντέλο διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε 50 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού (πάνω) και μοντέλο σεισμικής ζωνοποίησης του ελληνικού χώρου (Vamvakaris et al., 2016) με τις 113 σεισμικές ζώνες (κάτω).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΤΑΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ, ΠΡΟΣΦΑΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΓΕΓΟΝΟΤΩΝ – ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΓΕΓΟΝΟΤΩΝ ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΣΤΑΘΜΟΥΣ GPS/GNSS

8.1 ΤΑΣΗ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΣΗΜΕΙΟΥ

8.1.1. Τάση σε σημείο – Τανυστής τάσης – Κύριες συνιστώσες τάσης

Εάν κάποιο στερεό σώμα έχει παραμορφωθεί λόγω του γεγονότος ότι δρουν σε αυτό ορισμένες εξωτερικές δυνάμεις, οι οποίες παρουσιάζουν ισορροπία, τότε η συνολική δύναμη, η οποία δρα σε ένα τυχαίο σημείο, Κ, του συγκεκριμένου σώματος ισούται με μηδέν, ενώ ταυτόχρονα η κατάσταση του υλικού που παρουσιάζει το σώμα σε κοντινή απόσταση από το προαναφερόμενο σημείο χαρακτηρίζεται ως εντατική. Το γεγονός αυτό δηλώνει πρακτικά ότι η περιοχή γύρω από το τυχαίο σημείο Κ υφίσταται μία παραμόρφωση.

Εάν από το προαναφερόμενο σημείο Κ διέρχεται μία τυχαία επιφάνεια ΔS, τότε το καθένα από τα δύο τμήματα του εξεταζόμενου σώματος, τα οποία χαρακτηρίζονται από την παρουσία της κοινής επιφάνειας ΔS, παρουσιάζουν μία αμοιβαία άσκηση συνισταμένης δύναμης, μέσω της επιφάνειας ΔS. Οι προαναφερόμενες δυνάμεις είναι ίσου μεγέθους και αντίθετης διεύθυνσης και εξαρτώνται τόσο από το εμβαδόν όσο και από τον προσανατολισμό της επιφάνειας ΔS.

Ως διάνυσμα τάσης ορίζεται η διανυσματική ποσότητα στο σημείο Κ ως προς την επιφάνεια ΔS, η οποία εκφράζεται από την εξής σχέση:

$$\mathrm{P} = \frac{\mathrm{F}}{\Delta \mathrm{S}}, \Delta \mathrm{S} \to 0 \quad (8.1.1.1)$$

Κατά την ανάλυση του διανύσματος τάσης προκύπτει η εξαγωγή τριών συνιστωσών (p_1, p_2, p_3) κατά μήκος των αντίστοιχων αξόνων (x_1, x_2, x_3), το σημείο τομής των οποίων είναι το προαναφερόμενο σημείο K, ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζονται κάθετοι μεταξύ τους. Για παράδειγμα, στην περίπτωση κατά την οποία ο άξονας x_1 παρουσιάζεται κάθετος ως προς την επιφάνεια, οι δύο άξονες x_2 και x_3 θα είναι τοποθετημένοι πάνω στη συγκεκριμένη επιφάνεια. Κατά συνέπεια, η συνιστώσα p_1, η οποία εμφανίζεται κάθετα ως προς την επιφάνεια χαρακτηρίζεται ως κάθετη συνιστώσα τάσης, ενώ οι αντίστοιχες εφαπτόμενες ως προς την επιφάνεια συνιστώσες, p_2 και p_3, χαρακτηρίζονται ως διατμητικές συνιστώσες τάσης.

Για τον πλήρη καθορισμό της τάσης στο προαναφερόμενο, εξεταζόμενο σημείο K θεωρείται απαραίτητος ο προσδιορισμός των διανυσμάτων τάσης, ως προς το κάθε επίπεδο, το οποίο διέρχεται από το συγκεκριμένο σημείο. Ωστόσο, ο προσδιορισμός των διανυσμάτων τάσης των τριών επιπέδων θεωρείται επαρκής, καθώς τα επίπεδα αυτά διέρχονται από το σημείο K και εμφανίζονται κάθετα μεταξύ τους. Ως εκ τούτου, το μέγεθος της τάσης ενός σημείου K προσδιορίζεται βάση τριών διανυσμάτων τάσης και συνεπώς από την παρουσία εννέα συνιστωσών τάσης.

Η τάση, η οποία προσδιορίζεται με τον παραπάνω τρόπο, χαρακτηρίζεται ως τανυστής δεύτερης τάξης, θεωρώντας τον ορισμό τριών επιπέδων, τα οποία διέρχονται από το σημείο K και τέμνονται κατά μήκος των αξόνων Kx_1, Kx_2 και Kx_3.

Στην περίπτωση κατά την οποία καθοριστούν ορισμένα τμήματα $\delta x_1 = KA$, $\delta x_2 = KB$ και $\delta x_3 = KC$, επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός ενός τετραέδρου (KABC), το οποίο χαρακτηρίζεται από την παρουσία στατικής ισορροπίας κάτω από τη δράση της δύναμης και της ροπής, οι οποίες προέρχονται από την ύλη που το περιλαμβάνει. Στην περίπτωση κατά την οποία λαμβάνονται οι τιμές $\delta x_1 \to 0$, $\delta x_2 \to 0$ και $\delta x_3 \to 0$, οι οποίες ερμηνεύονται ως ότι ο τετραεδρικός όγκος τείνει να μηδενιστεί, τα προσδιορισμένα όρια των εννέα λόγων των συνιστωσών των τριών δυνάμεων, οι οποίες εφαρμόζονται στις τετραεδρικές έδρες προς τα αντίστοιχα εμβαδά τους χαρακτηρίζονται ως οι συνιστώσες τάσεις του σημείου K. Ο συμβολισμός των εννέα συνιστωσών τάσης δίνεται ως p_{ij}, για $i = 1, 2, 3$ και $j = 1, 2, 3$, και κατά συνέπεια η τάση προσδιορίζεται από τον ακόλουθο πίνακα:

$$p_{ij} = \begin{matrix} p_{11} & p_{12} & p_{13} \\ p_{21} & p_{22} & p_{23} \\ p_{31} & p_{32} & p_{33} \end{matrix} \quad (8.1.1.2)$$

όπου i ορίζεται ως ο άξονας, ο οποίος βρίσκεται κάθετα πάνω στο επίπεδο άσκησης της τάσης, j ορίζεται ως ο άξονας, ο οποίος βρίσκεται παράλληλα πάνω στο επίπεδο άσκησης της τάσης, p_{11} - p_{22} - p_{33} ορίζονται ως οι κάθετες συνιστώσες τάσεις και p_{12} - p_{13} - p_{21} - p_{23} - p_{31} - p_{32} ορίζονται ως οι κάθετες διατμητικές τάσεις.

Επιπρόσθετα, ως τάση συμπίεσης προσδιορίζεται η κάθετη συνιστώσα της τάσης, η οποία παρουσιάζει φορά προς το εσωτερικό τμήμα και χαρακτηρίζεται ως θετική λόγω της τάσης ελάττωσης του όγκου του σώματος. Αντιθέτως, ως τάση εφελκυσμού προσδιορίζεται η κάθετη συνιστώσα της τάσης, η οποία παρουσιάζει φορά προς το εξωτερικό τμήμα και χαρακτηρίζεται ως αρνητική λόγω της τάσης αύξησης του όγκου του σώματος.

Η άσκηση των τάσεων σε ένα τυχαίο επίπεδο του σώματος διαφοροποιούνται ανάλογα με τον εκάστοτε προσανατολισμό που παρουσιάζει το επίπεδο. Ωστόσο, παρατηρείται η ύπαρξη τριών και μοναδικών κάθετων μεταξύ τους επιπέδων, όπου οι τιμές των διατμητικών τάσεων είναι μηδενικές. Συνεπώς, η τομή των τριών προαναφερόμενων επιπέδων πραγματοποιείται σε τρεις διευθύνσεις, οι οποίες οδηγούν στον προσδιορισμό ενός τρισορθογώνιου συστήματος αξόνων, οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως κύριοι άξονες τάσης.

Οι τρεις κάθετες τάσεις που εφαρμόζονται στα τρία προαναφερόμενα επίπεδα, οι διευθύνσεις των οποίων ταυτίζονται με τις αντίστοιχες που παρουσιάζουν οι τρεις κύριοι άξονες, ονομάζονται κύριες κάθετες συνιστώσες τάσης και εκφράζονται με τα σύμβολα σ_1 (μέγιστη), σ_2 (μέση) και σ_3 (ελάχιστη). Οι τιμές και οι διευθύνσεις που λαμβάνουν οι κύριες συνιστώσες τάσης σε ένα συγκεκριμένο σημείο δεν αλλάζουν κατά τη διαφοροποίηση των αξόνων αναφοράς, παραμένοντας σταθερές.

8.1.2. Παραμόρφωση σε σημείο

Η συνολική παραμόρφωση ενός γειτονικού τμήματος γύρω από ένα εξεταζόμενο σημείο Κ, χαρακτηρίζεται από τρεις διακριτές κατηγορίες παραμόρφωσης, οι οποίες είναι οι εξής: 1) Κυβική παραμόρφωση (διαφοροποίηση στον όγκο ενός τμήματος του εξεταζόμενου σώματος), 2) Διατμητική παραμόρφωση (διαφοροποίηση στο σχήμα ενός τμήματος του εξεταζόμενου σώματος) και 3) Περιστροφή του εξεταζόμενου σώματος.

Η κυβική παραμόρφωση εκφράζεται μαθηματικά με βάση τον πίνακα e_{ij} (με $i = j$):

$$e_{ij} = \begin{pmatrix} e_{11} & 0 & 0 \\ 0 & e_{22} & 0 \\ 0 & 0 & e_{33} \end{pmatrix} \quad (8.1.2.1)$$

όπου e_{11}, e_{22} και e_{33} ορίζονται ως οι ανηγμένες επιμηκύνσεις στις διευθύνσεις των τριών αξόνων, ενώ μαθηματικά δίνονται από τις ακόλουθες εξισώσεις:

$$e_{11} = \frac{du_1}{dx_1}, e_{22} = \frac{du_2}{dx_2}, e_{33} = \frac{du_3}{dx_3} \quad (8.1.2.2)$$

Ειδικότερα, με βάση τη φυσική σημασία, ως ανηγμένη κυβική παραμόρφωση ορίζεται η σχέση της μεταβολής (δV) του όγκου ενός τμήματος του εξεταζόμενου σώματος προς τον αρχικό όγκο (V) του συγκεκριμένου τμήματος. Ειδικότερα:

$$\theta = \delta V / V \quad (8.1.2.3)$$

Η μαθηματική έκφραση προσδιορισμού του αρχικού όγκου (V_0) ενός τμήματος δίνεται από τον τύπο:

$$V_0 = Y_1\, Y_2\, Y_3 \quad (8.1.2.4)$$

ενώ ο αντίστοιχος τύπος του τελικού όγκου (V) είναι:

$$V = Y_1'\, Y_2'\, Y_3' \quad (8.1.2.5)$$

Με βάση τον τρόπο ορισμού των e_{11}, e_{22} και e_{33} εξάγεται το ακόλουθο συμπέρασμα:

$$Y_1' = Y_1 + e_{11}Y_1 , Y_2' = Y_2 + e_{22}Y_2 , Y_3' = Y_3 + e_{33}Y_3 \quad (8.1.2.6)$$

Ως εκ τούτου, προκύπτει το γεγονός ότι:

$$\theta = e_{11} + e_{22} + e_{33} \quad (8.1.2.7)$$

Η σχέση (8.1.2.7) δηλώνει το γεγονός ότι η ανηγμένη κυβική παραμόρφωση ταυτίζεται με το ίχνος του τανυστή της κυβικής παραμόρφωσης, ενώ ταυτόχρονα δε μεταβάλλεται λόγω της διαφοροποίησης των αξόνων.

Αντίστοιχα, η ανηγμένη διατμητική παραμόρφωση εκφράζεται μαθηματικά με βάση τον πίνακα e_{ij} (με $i \neq j$):

$$e_{ij} = \begin{pmatrix} 0 & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & 0 & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & 0 \end{pmatrix} \quad (8.1.2.8)$$

Το μέτρο της ανηγμένης διατμητικής παραμόρφωσης (e_{23} ή e_{32}) σε σημείο, το οποίο βρίσκεται κάθετα ως προς τον άξονα Kx_1, προσδιορίζεται βάση του τύπου:

$$e_{23} = e_{32} = \frac{1}{2}\left(\frac{du_2}{dx_3} + \frac{du_3}{dx_2}\right) \quad (8.1.2.9)$$

Αντίστοιχα, τα μέτρα της ανηγμένης διατμητικής παραμόρφωσης, τα οποία είναι κάθετα ως προς τους άξονες Kx_2 και Kx_3 είναι:

$$e_{31} = e_{13} = \frac{1}{2}\left(\frac{du_3}{dx_1} + \frac{du_1}{dx_3}\right) \quad (8.1.2.10)$$

$$e_{12} = e_{21} = \frac{1}{2}\left(\frac{du_1}{dx_2} + \frac{du_2}{dx_1}\right) \quad (8.1.2.11)$$

Οι εξωτερικές δυνάμεις που δρουν σε ένα τμήμα ενός σώματος δε χαρακτηρίζονται μόνο από την παρουσία της κυβικής και της διατμητικής παραμόρφωσης αλλά και από την αντίστοιχη της περιστροφής.

Το μέτρο της περιστροφής ενός σώματος σε ένα σημείο Κ, γύρω από τον άξονα Kx_3, προσδιορίζεται βάση της σχέσης:

$$\xi_{21} = \frac{1}{2}\left(\frac{du_2}{dx_1} - \frac{du_1}{dx_2}\right) \quad (8.1.2.12)$$

8.2 ΜΟΝΤΕΛΟ OKADA

Για την εφαρμογή του μοντέλου Okada (Okada, 1985, 1992) λαμβάνεται υπόψη η ολίσθηση πάνω σε ένα ορθογώνιο τμήμα ενός ρήγματος στο εσωτερικό της Γης, η οποία έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή παραμόρφωσης στην επιφάνεια της Γης. Στην περίπτωση μοντελοποίησης των θαλάσσιων σεισμικών κυμάτων υπάρχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την κάθετη κίνηση της περιοχής του θαλάσσιου πυθμένα πάνω από το ρήγμα.

Το μοντέλο Okada βασίζεται σε αρκετές παραδοχές, με αποτέλεσμα να εκτιμώνται κατά προσέγγιση οι πραγματικές συνθήκες. Ειδικότερα:

- Η επιφανειακή παραμόρφωση, λόγω των διατμητικών και εφελκυστικών διαρρήξεων, υπολογίζεται σε έναν ελαστικό ημιχώρο.
- Η ολίσθηση είναι ομοιόμορφη πάνω στο ορθογώνιο τμήμα του ρήγματος.
- Ενσωματώνεται η λύση της εξίσωσης Green για να επιτευχθεί ο υπολογισμός της κατακόρυφης παραμόρφωσης στην επιφάνεια.
- Η τοπογραφία του θαλάσσιου πυθμένα αγνοείται στον υπολογισμό της παραμόρφωσης Okada.
- Ο ημιχώρος θεωρείται ισότροπος με ομοιόμορφα ελαστικά στοιχεία.
- Ο λόγος του Poisson θεωρείται ότι είναι 0,25.
- Το μέτρο διάτμησης (ή ακαμψίας) είναι σταθερό.

Οι σύνθετες επιφάνειες του σεισμικού ρήγματος μελετώνται, αφού πρωτίστως διαιρεθούν σε μία ομάδα ορθογώνιων τμημάτων του ρήγματος, καθένα εκ των οποίων μπορεί να έχει διαφορετικό προσανατολισμό και ολίσθηση. Το μοντέλο Okada εφαρμόζεται στην κάθε περίπτωση ξεχωριστά και στη συνέχεια αθροίζονται οι προκύπτουσες επιφανειακές παραμορφώσεις. Το μοντέλο Okada είναι γραμμικό, έτσι ώστε εάν ένα ενιαίο ρήγμα χωριστεί σε μικρότερα τμήματα, η προκύπτουσα επιφανειακή παραμόρφωση θα πρέπει να είναι ανεξάρτητη από τον αριθμό των τμημάτων, στα οποία έχει διαιρεθεί.

Το κάθε τμήμα του ρήγματος καθορίζεται μέσω των ακόλουθων τυπικών παραμέτρων:

- Το μήκος και το πλάτος του επιπέδου του ρήγματος.
- Το γεωγραφικό μήκος και το γεωγραφικό πλάτος κάποιου σημείου της επιφάνειας του ρήγματος, συνήθως είτε το κεντροειδές είτε το κέντρο της κορυφής
- Το βάθος του καθορισμένου σημείου κάτω από τον πυθμένα της θάλασσας.
- Η παράταξη, ο προσανατολισμός της άνω ακμής, μετρούμενος σε μοίρες κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού από το Βορρά, μεταξύ 0 και 360 μοιρών. Η επιφάνεια του ρήγματος βυθίζεται προς τα κάτω και δεξιά, όταν μετακινείται κατά μήκος της άνω ακμής κατά τη διεύθυνση της παράταξης.
- Η βύθιση, η γωνία στην οποία η επιφάνεια βυθίζεται προς τα κάτω από την άνω ακμή (θετική γωνία: μεταξύ 0 και 90 μοιρών).
- Η κατεύθυνση ολίσθησης, η γωνία στην επιφάνεια του ρήγματος, στην οποία λαμβάνει χώρα η ολίσθηση, μετρούμενη σε μοίρες αριστερόστροφα από τη διεύθυνση της παράταξης (μεταξύ -180 και 180 μοιρών).
- Η ολίσθηση μεγαλύτερη από 0, η απόσταση κατά την οποία κινείται το άνω τέμαχος του ρήγματος σε σχέση με το κάτω, στη διεύθυνση που καθορίζεται από την κατεύθυνση ολίσθησης.

8.3 ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ COULOMB 3.4

8.3.1. Τάσεις

Με τη χρήση του λογισμικού Coulomb 3.4 (Lin & Stein, 2004; Toda et al., 2005), η λειτουργία του οποίου βασίζεται στο μοντέλο Okada που αναλύθηκε εκτενώς παραπάνω, επιτυγχάνεται ο υπολογισμός των μεταβολών των στατικών τάσεων, οι οποίες μπορεί να οφείλονται στη δράση της μετατόπισης ενός ρήγματος, γνωστά κι ως ρήγματα 'πηγές', καθώς και στη δράση ενός τμήματος της περιοχής της ανηγμένης παραμόρφωσης. Με την εφαρμογή του λογισμικού επιτυγχάνεται η επίλυση των κανονικών και των διατμητικών στοιχείων της μεταβολής της τάσης στη θέση συγκεκριμένων σημείων ή κατά μήκος των αξόνων ενός ρήγματος 'δέκτη'. Ειδικότερα, ως ρήγματα 'δέκτες' ορίζονται εκείνα τα επίπεδα για τα οποία έχει πραγματοποιηθεί ο προσδιορισμός του αζιμούθιου, της γωνίας κλίσης και της γωνίας ολίσθησης, ενώ για τα συγκεκριμένα ρήγματα εκτιμώνται οι διαφοροποιήσεις των τάσεων που οφείλονται στο ρήγμα 'πηγή'.

Όσον αφορά τη μεταβολή της διατμητικής τάσης, οι λαμβανόμενες τιμές της θεωρείται ότι εξαρτώνται από τη θέση, τη γεωμετρία και την κλίση που παρουσιάζει το ρήγμα 'πηγή', καθώς επίσης και από τα χαρακτηριστικά της θέσης και της γεωμετρίας του ρήγματος 'δέκτη'. Όσον αφορά τη μεταβολή της κάθετης τάσης, θεωρείται ανεξάρτητη μόνο ως προς τη γωνία ολίσθησης που χαρακτηρίζει το ρήγμα 'δέκτη'. Ως εκ τούτου, εφαρμόστηκε το κριτήριο αστοχίας Coulomb για το οποίο ισχύει η παρακάτω σχέση:

$\Delta\sigma_{\mathrm{f}} = \Delta\tau_{\mathrm{s}} + \mu'\Delta\sigma_{\mathrm{n}}$ (8.3.1.1)

όπου $\Delta\sigma_{\mathrm{f}}$ ορίζεται ως η μεταβολή της διατμητικής τάσης του ρήγματος 'δέκτη', η οποία προκαλείται λόγω της ολίσθησης του ρήγματος 'πηγή' ή διαφορετικά ορίζεται ως μεταβολή της τάσης Coulomb, $\Delta\tau_{\mathrm{s}}$ ορίζεται ως η μεταβολή της διατμητικής τάσης, η οποία θεωρείται θετική στην περίπτωση εκδήλωσης της διάτμησης κατά την κατεύθυνση ολίσθησης του ρήγματος, $\Delta\sigma_{\mathrm{n}}$ ορίζεται ως η μεταβολή της κάθετης τάσης και μ' ορίζεται ως ο συντελεστής τριβής του ρήγματος.

Όσον αφορά την ειδικότερη περίπτωση των σεισμικών φαινομένων, σημειώνεται το γεγονός ότι η εκδήλωση των σεισμών εντοπίζεται σε επιφάνειες που σχετίζονται με ενεργά σεισμικά ρήγματα, στην περίπτωση κατά την οποία οι ασκούμενες τάσεις των περιβαλλόντων πετρωμάτων του ανώτερου φλοιού, παρουσιάσουν υπέρβαση της αντοχής του πετρώματος προκαλώντας τη διάρρηξή του, εκλύοντας ταυτόχρονα σεισμική ενέργεια εξαιτίας του μεγάλου ποσού συσσώρευσης της παραμόρφωσης. Με την τροποποίηση του κριτηρίου Coulomb προσεγγίζεται η ποσοτική θραύση, η οποία εκφράζεται από τον παρακάτω τύπο:

$\Delta\mathrm{CFF} = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma$ (8.3.1.2) όπου Δτ και Δσ ορίζονται ως οι μεταβολές της διατμητικής και της κάθετης τάσης, αντιστοίχως. Στην περίπτωση κατά την οποία η διατμητική τάση μεταβάλλεται κατά τη διεύθυνση που πραγματοποιείται η ολίσθηση του ρήγματος, η μεταβολή θεωρείται θετική, ενώ και στην περίπτωση κατά την οποία οι κάθετες τάσεις μεταβάλλονται αυξητικά για τις εφελκυστικές τάσεις στο κάθετο επίπεδο του ρήγματος, η μεταβολή θεωρείται θετική. Επιπλέον, ως μ' ορίζεται ως ο συντελεστής τριβής που εντοπίζεται στην ζώνη διάρρηξης.

Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι αρνητικές τιμές των μεταβολών των τάσεων Coulomb, δηλαδή $\Delta\text{CFF} < 0$, προκαλούν ουσιαστικά την επιμήκυνση του χρόνου εκδήλωσης του σεισμού, καθώς έχει ήδη εκδηλωθεί η εκτόνωση της συγκεντρωμένης παραμόρφωσης λόγω της δράσης ενός ισχυρού σεισμικού γεγονότος, ενώ παράλληλα είναι χρονικά εξαρτώμενη από την επαναφορά της τάσης, η οποία φορτίζει συνεχώς τεκτονικά την περιοχή, μέχρι το σημείο επίτευξης των οριακών τιμών που θα οδηγήσουν στην εκδήλωση σεισμικού φαινομένου. Συνεπώς, οι διατμητικές και οι κάθετες τάσεις που συνοδεύονται από θετική μεταβολή θεωρείται ότι είναι πιθανότερο να οδηγήσουν στην εκδήλωση ενός σεισμικού φαινομένου, ενώ μέσω της συγκεκριμένης θετικής μεταβολής καθίσταται δυνατός ο προσδιορισμός του επιπέδου των τάσεων, στο οποίο είναι πιθανή μία μελλοντική εκδήλωση ενός σεισμού (Harris and Simpson, 1998).

8.3.2. Παραμορφώσεις

Κατά την εφαρμογή του λογισμικού Coulomb πραγματοποιείται ο υπολογισμός του τανυστή παραμορφώσεων σε ένα xyz σύστημα, ενώ οι σχέσεις των εξεταζόμενων συνιστωσών είναι οι ακόλουθες:

$$\text{E}_{xx} = \frac{\left[\sigma_{xx} - \text{v}\left(\sigma_{yy} + \sigma_{zz}\right)\right]}{\text{E}} \quad (8.3.2.1)$$

$$\text{E}_{yy} = \frac{\left[\sigma_{yy} - \text{v}(\sigma_{xx} + \sigma_{zz})\right]}{\text{E}} \quad (8.3.2.2)$$

$$\text{E}_{zz} = \frac{\left[\sigma_{zz} - \text{v}\left(\sigma_{xx} + \sigma_{yy}\right)\right]}{\text{E}} \quad (8.3.2.3)$$

$$\text{E}_{xy} = \frac{\tau_{xy}}{2\text{G}} \quad (8.3.2.4)$$

$$\text{E}_{xz} = \frac{\tau_{xz}}{2\text{G}} \quad (8.3.2.5)$$

$$E_{yz} = \frac{\tau_{yz}}{2G} \quad (8.3.2.6)$$

όπου σ_{xx}, σ_{yy}, σ_{zz}, τ_{xy}, τ_{xz} και τ_{yz} ορίζονται ως τα στοιχεία του εξεταζόμενου τανυστή τάσεων και G ορίζεται ως μία σταθερά, η οποία αποτελεί το μέτρο διάτμησης που εκτιμάται από τον ακόλουθο τύπο:

$$G = \frac{E}{2(1+v)} \quad (8.3.2.7)$$

όπου E ορίζεται ως το μέτρο ελαστικότητας και v ορίζεται ως ο λόγος Poisson.

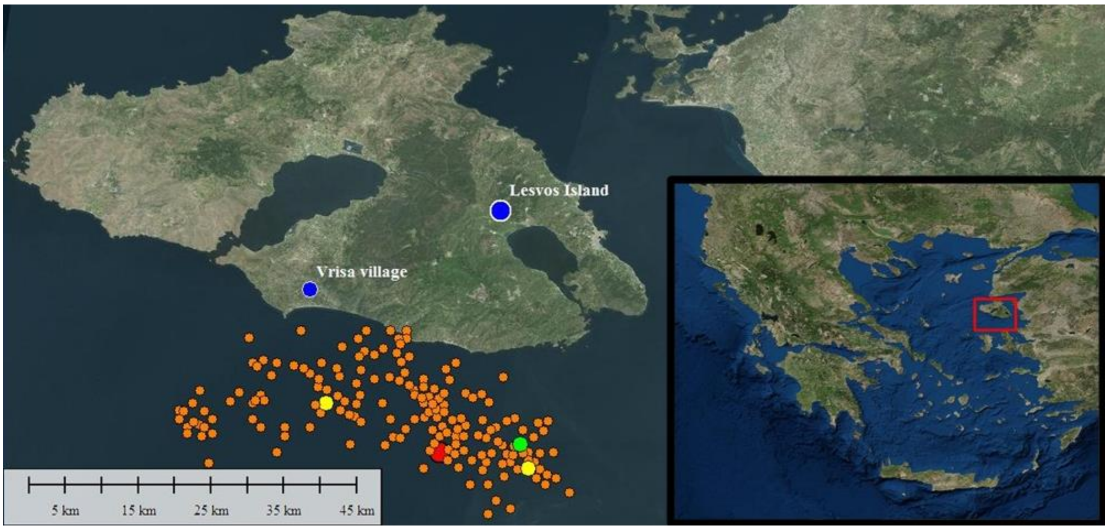
8.4 Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΓΕΓΟΝΟΤΟΣ ΤΗΣ ΛΕΣΒΟΥ

8.4.1. Εισαγωγή

Στο παρόν υποκεφάλαιο προσδιορίζονται τα τεκτονικά στοιχεία, χρησιμοποιώντας κατά κύριο λόγο τη δορυφορική γεωδαισίας, τα οποία συνδέονται με το σεισμικό γεγονός της 12ης Ιουνίου 2017 στο νησί της Λέσβου. Ειδικότερα, η χρήση των γεωδαιτικών δεδομένων μπορεί να οδηγήσει στην εκτίμηση της επιφανειακής παραμόρφωσης και της μεταφοράς τάσης, η οποία προκλήθηκε από την ενεργοποίηση αυτών των τεκτονικών δομών. Επιπλέον, τα πρωτογενή γεωδαιτικά δεδομένα, τα οποία καταγράφηκαν από τους μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS, παρέχουν πληροφορίες σχετικά με τις τεκτονικές διαφοροποιήσεις κατά τη διάρκεια του εξεταζόμενου σεισμικού γεγονότος. Η αξιολόγηση των εξαγόμενων αποτελεσμάτων αποκαλύπτουν ορισμένα συμπεράσματα σχετικά με το σεισμό της Λέσβου, τις τεκτονικές δομές της περιοχής και τη γεωτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής.

8.4.1.1. Σεισμική ακολουθία – Ο κύριος σεισμός και η κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας

Ένα ισχυρό και καταστροφικό γεγονός έλαβε χώρα στις 12 Ιουνίου 2017 στις 12:28:37 (UTC) στο νησί της Λέσβου. Το ακριβές γεγονός του υποθαλάσσιου σεισμού τοποθετείται στην περιοχή του Αιγαίου, μεταξύ των νήσων Λέσβου και Χίου και ειδικότερα κοντά στο νοτιοανατολικό τμήμα της Λέσβου (περίπου 36 km νοτιοδυτικά της Μυτιλήνης). Ειδικότερα, οι ακριβείς συντεταγμένες του κύριου σεισμικού γεγονότος είναι 38.85Β και 26.31Α, αντίστοιχα, ενώ το εκτιμώμενο μέγεθος είναι M_w = 6.3 (Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών) (Εικόνα 8.4.1.1.1).



Εικόνα 8.4.1.1.1. Το νησί της Λέσβου και το χωριό Βρίσα – Τοποθεσία στην Ελλάδα (κόκκινο πολύγωνο) – Μετασεισμική ακολουθία του σεισμού της Λέσβου, όπως παρέχεται από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (κόκκινη κουκκίδα: κύριο σεισμικό γεγονός, πράσινη κουκκίδα: κύριο μετασεισμικό γεγονός, κίτρινες κουκκίδες: τα μετασεισμικά γεγονότα $M_w = 4.7$ και $M_w = 4.9$, πορτοκαλί κουκκίδες: μετασεισμικά γεγονότα $M_w < 4.4$).

Το κύριο σεισμικό γεγονός χαρακτηρίζεται από την ακολουθία σημαντικού αριθμού μετασεισμικών γεγονότων, περισσότερα των τετρακοσίων, που απελευθερώνουν τη συσσωρευμένη ενέργεια της ευρύτερη περιοχής. Ειδικότερα, κατά τη διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας, το πιο σημαντικό μετασεισμικό γεγονός σημειώθηκε στις 17 Ιουνίου 2017 στις 19:50:05 (UTC), ενώ το καταγεγραμμένο μέγεθός του είναι $M_w = 5.2$ και οι προσδιοριζόμενες συντεταγμένες του είναι 38.85Β και 26.46Α. Επιπρόσθετα, στη λίστα της μετασεισμικής ακολουθίας παρατηρούνται δύο επιπλέον σημαντικά μετασεισμικά γεγονότα. Το πρώτο ($M_w = 4.7$) καταγράφηκε στις 17 Ιουνίου 2017 στις 03:40:37 (UTC) (38.90Β, 26.22Α) και το δεύτερο ($M_w = 4.9$) στις 22 Ιουνίου 2017 στις 02:48:53 (UTC) (38.82Β, 26.47Α), αντίστοιχα (Ευρωπαϊκό-Μεσογειακό Σεισμολογικό Κέντρο – CSEM-EMSC) (Εικόνα 8.4.1.1.1).

8.4.1.2. Επιφανειακές επιπτώσεις (φυσικό και ανθρωπογενές περιβάλλον)

Ο ισχυρός σεισμός προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές στο νότιο τμήμα της Λέσβου και ειδικότερα στο χωριό Βρίσα, το οποίο βρίσκεται σε απόσταση 50 χιλιομέτρων από την πόλη της Μυτιλήνης και 26,1 χιλιομέτρων από το επίκεντρο. Το σύνολο των κτιρίων του χωριού επηρεάστηκε από το σεισμό, ο οποίος προκάλεσε ζημιά περίπου στο 80% του συνόλου τους. Ο κύριος μετασεισμός ολοκλήρωσε την καταστροφή των ήδη επηρεασμένων κτιρίων. Επιπλέον, μία γυναίκα σκοτώθηκε, λόγω της κατάρρευσης του σπιτιού της και 15 άνθρωποι τραυματίστηκαν. Στην ευρύτερη περιοχή καταγράφηκαν αρκετές κατολισθήσεις, προκαλώντας προβλήματα στη λειτουργία του οδικού δικτύου στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού και συνολικά εκτεταμένες ζημιές καταγράφηκαν σε περισσότερα από 10 χωριά. Όσον αφορά την πόλη της Μυτιλήνης, τη μεγαλύτερη πόλη της Λέσβου, καταγράφηκε ένας περιορισμένος αριθμός ζημιών, κυρίως σε παλαιά, ιστορικά κτίρια.

8.4.2. Γεωλογικό καθεστώς

8.4.2.1. Η Ρηξιγενής Ζώνη της Βόρειας Ανατολίας και το καθεστώς του Συστήματος Τεκτονικών Τάφρων της Δυτικής Ανατολίας

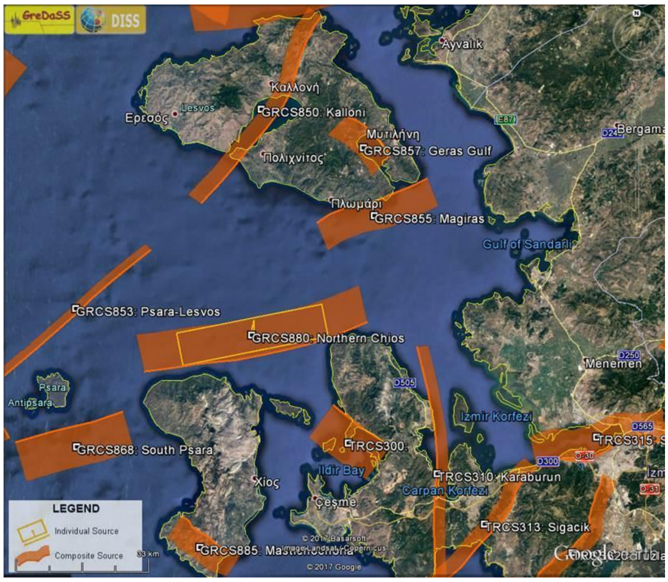
Η ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου είναι μία από τις πιο ενεργές τεκτονικά περιοχές στην Ευρώπη και μία από τις περιοχές, γνωστή για τη συχνή και έντονη σεισμική δραστηριότητα. Το τεκτονικό καθεστώς αυτής της περιοχής είναι πολύπλοκο, οδηγώντας στην εκδήλωση σεισμικών φαινομένων, ενώ έντονη θεωρείται η παρουσία κανονικών και ανάστροφων ρηγμάτων, καθώς και ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης (Hatzfeld & Holloway, 1999; Kiratzi & Louvari, 2003; Kokkalas et al., 2006; Mitsakaki et al., 2013; Mountrakis, 2006; Nocquet, 2012; Papazachos & Kiratzi, 1996; Sboras et al., 2017). Το κυρίαρχο τεκτονικό χαρακτηριστικό στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου είναι η ρηξιγενής ζώνη της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου, η οποία αποτελεί τη βορειοδυτική συνέχεια της ρηξιγενούς ζώνης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Το συνολικό τεκτονικό καθεστώς της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου και της ευρύτερης περιοχής χαρακτηρίζεται από παραμόρφωση λόγω τεκτονικών δομών οριζόντιας μετατόπισης, ενώ η κύρια ζώνη μετατόπισης εκτείνεται κατά μήκος ενός κύριου ρήγματος διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ (Β N60°-70°Α) (Pavlides et al., 1990). Η ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από υψηλούς ρυθμούς έκτασης του φλοιού, προκαλούμενοι από το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και από την προς τα δυτικά κίνηση της πλάκας της Ανατολίας κατά μήκος του ρήγματος της Ανατολίας (Armijo et al., 1996; Flerit et al., 2004; Jolivet, 2001; Nocquet, 2012; Philippon et al., 2014; Şengör & Yilmaz, 1981; Sengör et al., 1985), η οποία με τη σειρά προκαλεί την προς τα νότια κίνηση της πλάκας του Αιγαίου (Jolivet et al., 2013; Le Pichon et al., 1995; Le Pichon & Kreemer, 2010; McKenzie, 1978; Taymaz et al., 1991). Επιπλέον, στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου κυριαρχούν ΒΑ-ΝΔ ή ΑΒΑ-ΔΝΔ δεξιόστροφα ρήγματα, ορίζοντας μία τεκτονική δομή πλάτους 300 χιλιομέτρων, αποτελούμενη κυρίως από τρεις κλάδους ρηγμάτων: 1) η ρηξιγενής ζώνη Σκύρου-Edremit, 2) η ρηξιγενής ζώνη της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου και 3) η ρηξιγενής ζώνη της Νότιας Ροδόπης, αποτελώντας κλάδους της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας και ακολουθώντας τις προϋπάρχουσες αδύναμες ζώνες του φλοιού (Koukouvelas & Aydin, 2002). Γεωδυναμικά, η περιοχή παρουσιάζει κίνηση διάτμησης, η οποία μεταφέρεται από τα ανατολικά, ενώ κατά το ίδιο διάστημα υπόκειται σε μία περίπου Β – Ν έκταση. Η παραμόρφωση των νησιών του βορειοανατολικού Αιγαίου σχετίζεται με την παραμόρφωση, η οποία παρουσιάζεται στις ευρύτερες περιοχές και όχι μόνο από την παραμόρφωση των χερσαίων ρηγμάτων (Chatzipetros et al., 2013). Επιπλέον, η περιοχή του Βόρειου Αιγαίου σχετίζεται άμεσα με την τεκτονική δραστηριότητα του Συστήματος Τεκτονικών Τάφρων της Δυτικής Ανατολίας (WAGS), το οποίο αναπτύσσεται στην τουρκική ενδοχώρα. Η τεκτονική δραστηριότητα της περιοχής επιβεβαιώνεται από σημαντικά σεισμικά γεγονότα, οδηγώντας σε καταστροφικά αποτελέσματα τόσο στην περιοχή του Αιγαίου όσο και σε παράκτιες περιοχές της δυτικής Τουρκίας (Papazachos & Papazachou, 2003).

8.4.2.2. Η γεωλογική δομή της Λέσβου

Η Λέσβος χαρακτηρίζεται από ένα μεγάλο εύρος γεωλογικών σχηματισμών. Το υπόβαθρο αποτελείται από: 1) σχιστόλιθους και μάρμαρα ηλικίας Λιθανθρακοφόρου, 2) σχιστόλιθους, φυλλίτες και μάρμαρα ηλικίας Λιθανθρακοφόρου – Τριαδικού και 3) υπερβασικά πετρώματα (Hecht, 1972, 1974; Mountrakis et al., 2001; Thomaidou, 2009). Επιπλέον, εντοπίζεται μία αυτόχθονη νεοπαλαιοζωική έως Τριαδική μονάδα, αποτελούμενη από χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα, καθώς και μία ανθρακική ακολουθία πάχους 400 μέτρων στα ανώτερα τμήματα της μονάδας (Katsikatsos et al., 1986; Mountrakis et al., 2001). Επίσης, στην Λέσβο καταγράφονται δύο αλλόχθονα τεκτονικά καλύμματα. Το πρώτο είναι ένα οφειολιθικό κάλυμμα, αποτελούμενο από σερπεντινιωμένους περιδοτίτες και δουνίτες και το δεύτερο είναι ένα ηφαιστειοϊζηματογενές κάλυμμα, αποτελούμενο από τριαδικούς ματαβασίτες και μεταμορφικά ιζήματα (Mountrakis et al., 2001). Επιπλέον, οι υψηλού καλίου, ασβεσταλκαλικοί ηφαιστειακοί σχηματισμοί αποτελούν το μεγαλύτερο τμήμα του νησιού, ενώ μία σειρά από βασάλτες, ανδεσίτες, δακίτες και ρυόλιθους σχηματίζουν την κύρια ηφαιστειακή αλυσίδα στο κεντρικό και δυτικό τμήμα του νησιού (Fytikas et al., 1999). Όσον αφορά τους μεταλπικούς σχηματισμούς, καταγράφονται Νεογενείς σχηματισμοί και Τεταρτογενείς αποθέσεις, καθώς επίσης και λιμναίες φάσεις (Migiros, 1992).

8.4.2.3. Τα ρήγματα της Λέσβου

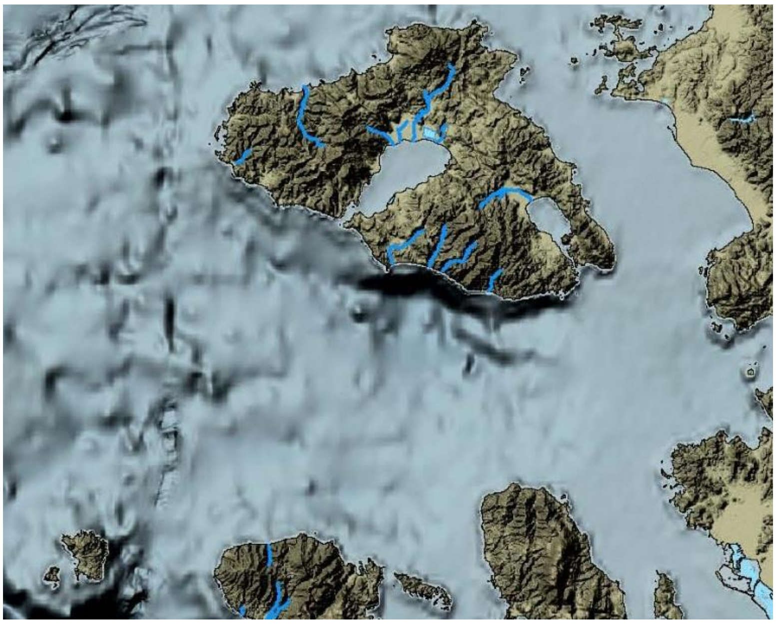
Στην Λέσβο κυριαρχούν τρεις διαφορετικές ομάδες ρηξιγενών ζωνών. Η πρώτη ομάδα περιλαμβάνει ρήγματα διεύθυνσης Α – Δ, η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει ρήγματα διεύθυνσης Β – Ν έως ΒΔ – ΝΑ και η τρίτη ομάδα περιλαμβάνει ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ – ΝΔ (Mourouzidou et al., 2004). Οι προαναφερόμενες ρηξιγενείς ζώνες συνδέονται άμεσα με την παρουσία μίας σειράς γεωλογικών δομών, οι οποίες αντιπροσωπεύονται κυρίως από λεκάνες, τεκτονικά κέρατα και τεκτονικές τάφρους. Η επίδραση των ρηξιγενών ζωνών αποτυπώνεται επίσης στη διαφοροποίηση του ανάγλυφου σε ολόκληρη την έκταση του νησιού. Με βάση την Ελληνική Βάση Δεδομένων των Σεισμογενετικών Πηγών (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS) (Sboras, 2011), τα κύρια ενεργά τεκτονικά στοιχεία παρουσιάζονται στην Εικόνα 8.4.2.3.1.



Εικόνα 8.4.2.3.1. Ενεργά ρήγματα της εξεταζόμενης περιοχής, προσδιορισμένα με βάση την Ελληνική Βάση Δεδομένων των Σεισμογενετικών Πηγών (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS) (Sboras, 2011) (Google Earth).

8.4.2.4. Δεδομένα βαθυμετρικών και σεισμικών προφίλ της περιοχής

Πολυάριθμα δεδομένα βαθυμετρικών και σεισμικών προφίλ είναι διαθέσιμα για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου (Işler et al., 2008; Kurt et al., 2000; Lyberis, 1984; Nomikou & Papanikolaou, 2011; Papanikolaou et al., 1988; Sakellariou et al., 2010; Sakellariou & Tsampouraki-Kraounaki, 2016; Tsampouraki-Kraounaki et al., 2015; Yaltirak et al., 1998), καθώς επίσης και η προαναφερόμενη, πλήρως ενημερωμένη Ελληνική Βάση Δεδομένων των Σεισμογενετικών Πηγών (Greek Database of Seismogenic Sources – GreDaSS) (Sboras, 2011), παρέχοντας πληροφορίες σχετικά με τα ενεργά ρήγματα (χερσαία και υποθαλάσσια) της Ελλάδας. Ειδικότερα, η υποθαλάσσια περιοχή της Λέσβου χαρακτηρίζεται από μία ΒΔ – ΝΑ ρηξιγενή ζώνη, η οποία διασχίζει παράλληλα το νότιο τμήμα του νησιού και διαιρείται σε δύο τμήματα: μία ΝΔ – ΒΑ ρηξιγενής ζώνη εντοπίζεται στον κόλπο της Καλλονής και εμφανίζεται στο χερσαίο τμήμα του νησιού, και μία ΒΔ – ΝΑ ρηξιγενής ζώνη διασχίζει τον κόλπο του Γέρα και είναι μερικώς ορατή στην επιφάνεια του νησιού. Στην Εικόνα 8.4.2.4.1 παρουσιάζονται οι διακριτές τεκτονικές δομές της περιοχής μελέτης, με βάση τα βαθυμετρικά δεδομένα της EMODnet Digital Bathymetry (DTM) (Drakopoulou & Kyriakidou, 2016), τα οποία παρέχονται από το Ελληνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών (ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε).



Εικόνα 8.4.2.4.1. Τεκτονικά στοιχεία της περιοχής μελέτης, με βάση τα βαθυμετρικά δεδομένα της EMODnet Digital Bathymetry (DTM).

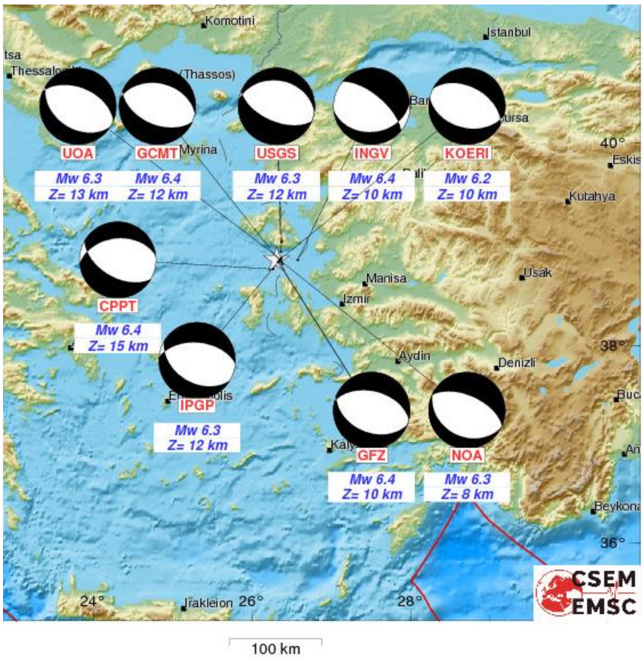
8.4.2.5. Ιστορική σεισμικότητα

Στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου έχουν λάβει χώρα σημαντικά σεισμικά γεγονότα, λόγω της σημαντικής τεκτονικής δραστηριότητα της περιοχής που περιγράφηκε παραπάνω. Ειδικότερα, σύμφωνα με τους (Papazachos & Papazachou, 2003), στην εξεταζόμενη περιοχή πραγματοποιήθηκε ένας σημαντικός σεισμός στο νησί της Χίου κατά το 496 π.Χ (M = 6.2), καθώς επίσης και στο νησί της Λέσβου κατά το 231 π.Χ (M = 6.8), αντίστοιχα. Ο επόμενος σημαντικός σεισμός καταγράφηκε το 1383 (M = 6.8) στο βορειοδυτικό τμήμα της Λέσβου, προκαλώντας την ολική καταστροφή της Μυτιλήνης και το θάνατο 500 ανθρώπων. Τα δύο πιο πρόσφατα σεισμικά γεγονότα καταγράφηκαν επίσης στην Λέσβο στις 7 Μαρτίου 1867 (M = 6.8) και 25 Οκτωβρίου 1889 (M = 6.8), αντίστοιχα (Papazachos & Papazachou, 2003). Κατά τη διάρκεια των δύο γεγονότων σκοτώθηκαν περισσότεροι από 550 άνθρωποι και καταστράφηκαν περισσότερες από 2000 κατοικίες. Τα σεισμικά γεγονότα προκάλεσαν επίσης την ενεργοποίηση κατολισθήσεων και βραχοπτώσεων, συμβάλλοντας στην εκτενή καταστροφή της Λέσβου.

8.4.3. Μεθοδολογία – Μοντελοποίηση

8.4.3.1. Μηχανισμοί γένεσης του κύριου σεισμικού γεγονότος

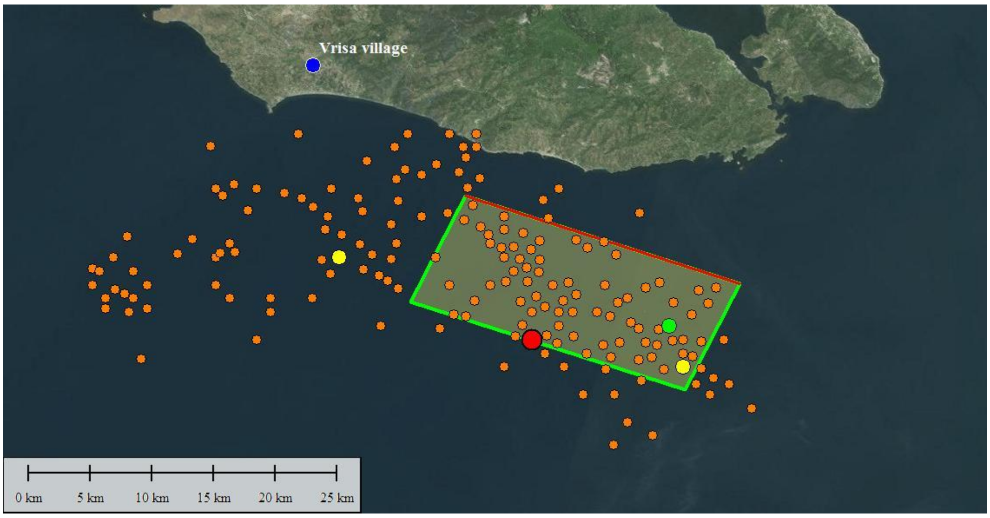
Ο κύριος σεισμός της Λέσβου καταγράφηκε από αρκετά Ινστιτούτα (Εικόνα 8.4.3.1.1), ενώ οι μηχανισμοί γένεσης εξήχθησαν με βάση τα σεισμολογικά δεδομένα διαφορετικών δικτύων. Ειδικότερα, η πρώτη επίλυση για τον προσδιορισμό της επιφάνειας του σεισμικού ρήγματος περιλαμβάνει τιμές παράταξης μεταξύ 255 και 310 μοιρών, τιμές γωνίας κλίσης μεταξύ 41 και 66 μοιρών και τιμές κατεύθυνσης ολίσθησης (rake) μεταξύ -61 και -125 μοιρών. Αντίστοιχα, η δεύτερη επίλυση περιλαμβάνει τιμές παράταξης μεταξύ 84 και 132 μοιρών, τιμές γωνίας κλίσης μεταξύ 32 και 64 μοιρών και τιμές κατεύθυνσης ολίσθησης (rake) μεταξύ -49 και -131 μοιρών. Επιπλέον, η δεύτερη επίλυση ανταποκρίνεται στις ρεαλιστικές τεκτονικές συνθήκες της περιοχής μελέτης και προτιμήθηκε ως η βάση για τον προσδιορισμό των γεωμετρικών χαρακτηριστικών του ενεργού ρήγματος, το οποίο συνδέεται με το κύριο σεισμικό γεγονός.



Εικόνα 8.4.3.1.1. Επιλύσεις για τον προσδιορισμό της επιφάνειας του σεισμικού ρήγματος της Λέσβου, όπως παρέχονται από το Ευρωπαϊκό – Μεσογειακό Σεισμολογικό κέντρο (CSEM – EMSC).

8.4.3.2. Επιλογή του κατάλληλου μηχανισμού γένεσης

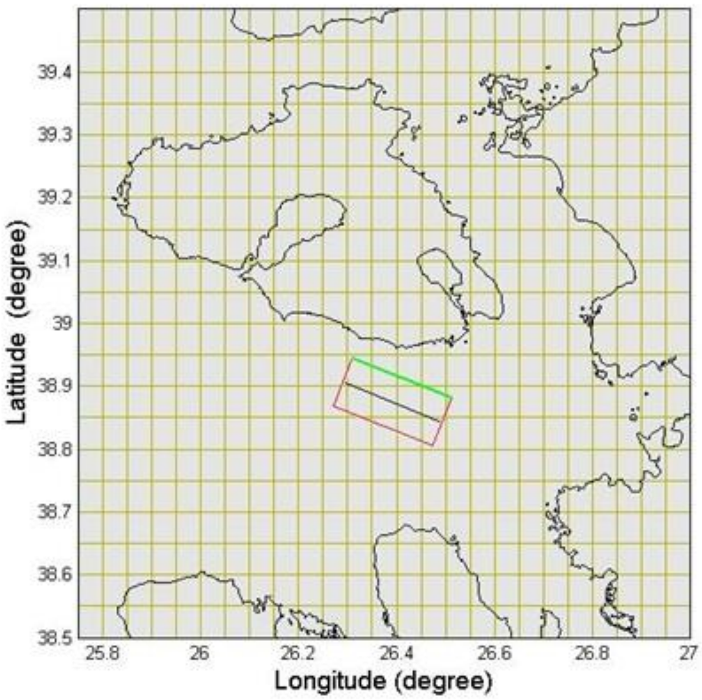
Λαμβάνοντας υπόψη την εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας, όπως αυτήν καταγράφηκε από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, το γεωλογικό καθεστώς και τη δεύτερη επίλυση της επιφάνειας του ρήγματος, η οποία προτείνεται από ελληνικά (ΑΠΘ, ΕΑΑ, ΕΚΠΑ) και τουρκικά (KOERI, ERD) Ινστιτούτα, προσδιορίστηκε το ρήγμα που σχετίζεται με το κύριο σεισμικό γεγονός (Εικόνα 8.4.3.2.1). Η επεξεργασία των δεδομένων δείχνει ότι το κύριο σεισμικό γεγονός σχετίζεται άμεσα με ένα ΒΔ – ΝΑ κανονικό, αριστερόστροφο ρήγμα. Ειδικότερα, το υπολογιζόμενο μήκος και πλάτος του ρήγματος είναι 18,74 χιλιόμετρα (Wells & Coppersmith, 1994) και 14,36 χιλιόμετρα, αντίστοιχα, και η εκτιμώμενη παράταξη του ρήγματος είναι 112 μοίρες. Επιπλέον, η κλίση του ρήγματος είναι προς τα νοτιοδυτικά (γωνία κλίσης 50 μοιρών) και η εκτιμώμενη κατεύθυνσης ολίσθησης (rake) είναι -91 μοίρες. Λαμβάνοντας υπόψη τις ακριβείς συντεταγμένες του ρήγματος, το αρχικό γεωγραφικό μήκος και γεωγραφικό πλάτος βρίσκονται στα σημεία 26˚18’40.7843”E και 38˚56’40.7626”N, αντίστοιχα, και το τελικό γεωγραφικό μήκος και γεωγραφικό πλάτος βρίσκονται στα σημεία 26˚30’41.4278”E και 38˚52’51.4243”N, αντίστοιχα.



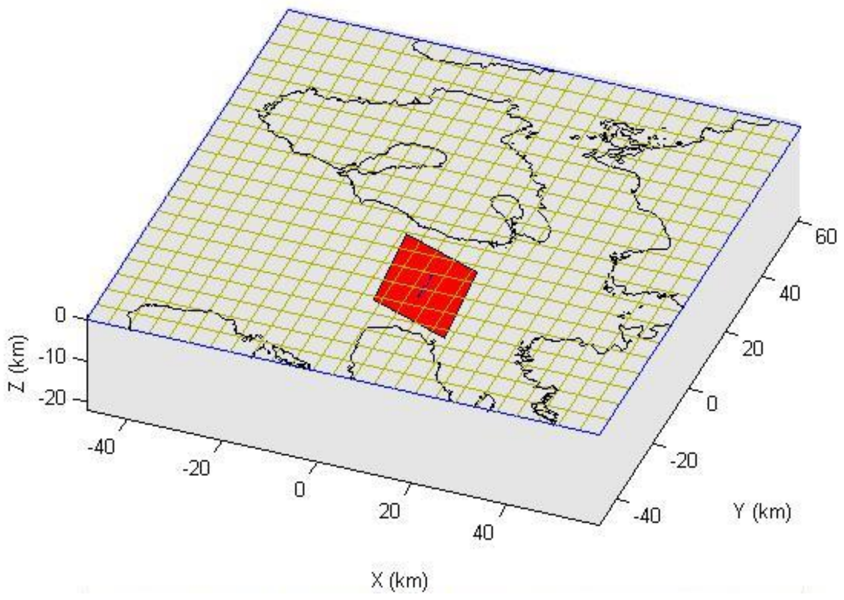
Εικόνα 8.4.3.2.1. Προσδιορισμός του σεισμικού ρήγματος της Λέσβου με βάση τη μετασεισμική ακολουθία.

8.4.3.3. Μοντελοποίηση του σεισμικού ρήγματος

Η μοντελοποίηση με την εφαρμογή κατάλληλων εργαλείων αποτελεί ένα σημαντικό βήμα, προκειμένου να εκτιμηθεί μία σειρά παραμέτρων (μεταφορά τάσης, μετατοπίσεις GPS και επιφανειακή παραμόρφωση). Ως το καταλληλότερο εργαλείο στην παρούσα περίπτωση θεωρήθηκε το λογισμικό Coulomb 3.4 (Lin & Stein, 2004; Toda et al., 2005), το οποίο περιγράφηκε αναλυτικά παραπάνω. Ειδικότερα, κατασκευάστηκε ένα αρχείο που περιλαμβάνει τα προαναφερόμενα γεωμετρικά χαρακτηριστικά που συνδέονται με το σεισμό της Λέσβου, τον προσδιορισμό ενός σημείου αναφοράς και την οριοθέτηση της εξεταζόμενης περιοχής (Εικόνα 8.4.3.3.1; Εικόνα 8.4.3.3.2).



Εικόνα 8.4.3.3.1. Προσδιορισμός του σεισμικού ρήγματος της Λέσβου (πράσινη γραμμή: επιφανειακή διάρρηξη, μαύρη γραμμή: προβολή της διάρρηξης σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων, κόκκινη γραμμή: πλάτος του ρήγματος και προβολή της διάρρηξης σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων).

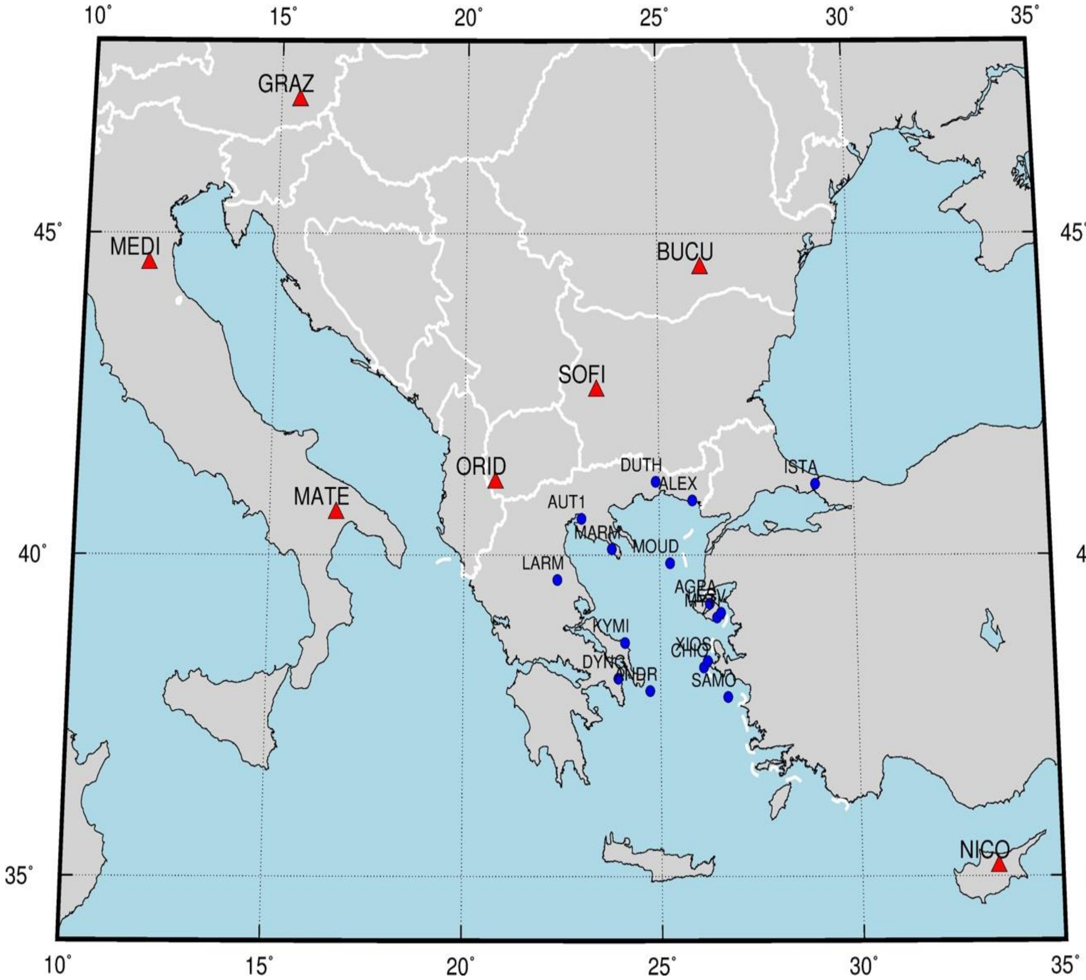


Εικόνα 8.4.3.3.2. Τρισδιάστατος προσδιορισμός του ρήγματος της Λέσβου (κόκκινο ορθογώνιο: επιφάνεια του ρήγματος από 0,0 έως 11,0 χιλιόμετρα βάθος).

8.4.4. Γεωδαιτική προσέγγιση – Δεδομένα GPS/GNSS και ανάλυση

8.4.4.1. Δεδομένα GPS/GNSS

Οι μέθοδοι δορυφορικής γεωδαισίας με τη χρήση δεδομένων GPS/GNSS είναι σημαντικές για την ανάλυση και την εκτίμηση των μετατοπίσεων στην περίπτωση ενός σεισμικού γεγονότος. Προκειμένου να μελετηθεί η επίδραση των μετατοπίσεων του σεισμού της 12ης Ιουνίου 2017 επιλέχθηκε μία περίοδος επτά ημερών από την 8η Ιουνίου 2017 έως τη 17η Ιουνίου 2017. Στην περίπτωσή μας χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα GPS/GNSS από 23 συνολικά σταθμούς. Η Εικόνα 8.4.4.1.1 παρουσιάζει τη γεωγραφική τους κατανομή που καλύπτει την περιοχή από το βόρειο τμήμα της Ιταλίας μέχρι την Κεντρική Κύπρο. Ειδικότερα, πραγματοποιήθηκε η επεξεργασία των δεδομένων για τέσσερεις μέρες πριν και τρεις μέρες μετά το γεγονός. Η ανάλυση των δεδομένων βασίστηκε σε καθημερινές παρατηρήσεις GPS των 30 δευτερολέπτων, ενώ η γωνία απόκλισης είναι 10 μοίρες. Πιο συγκεκριμένα, οι σταθμοί που έχουν τοποθετηθεί γύρω από το ελληνικό δίκτυο διατηρήθηκαν σταθεροί. Αυτοί οι σταθμοί που βρίσκονται μακριά από το επίκεντρο του σεισμού παρέμειναν ανεπηρέαστοι από το σεισμικό γεγονός. Στους παραμένοντες σταθμούς της γύρω περιοχής ερευνήθηκε το αποτέλεσμα του σεισμού. Ο Πίνακας 8.4.4.1.1 συνοψίζει τις βασικές πληροφορίες που συλλέχθηκαν από τους 23 σταθμούς GPS/GNSS.



Εικόνα 8.4.4.1.1. Γεωγραφική κατανομή των μόνιμων σταθμών GPS/GNSS

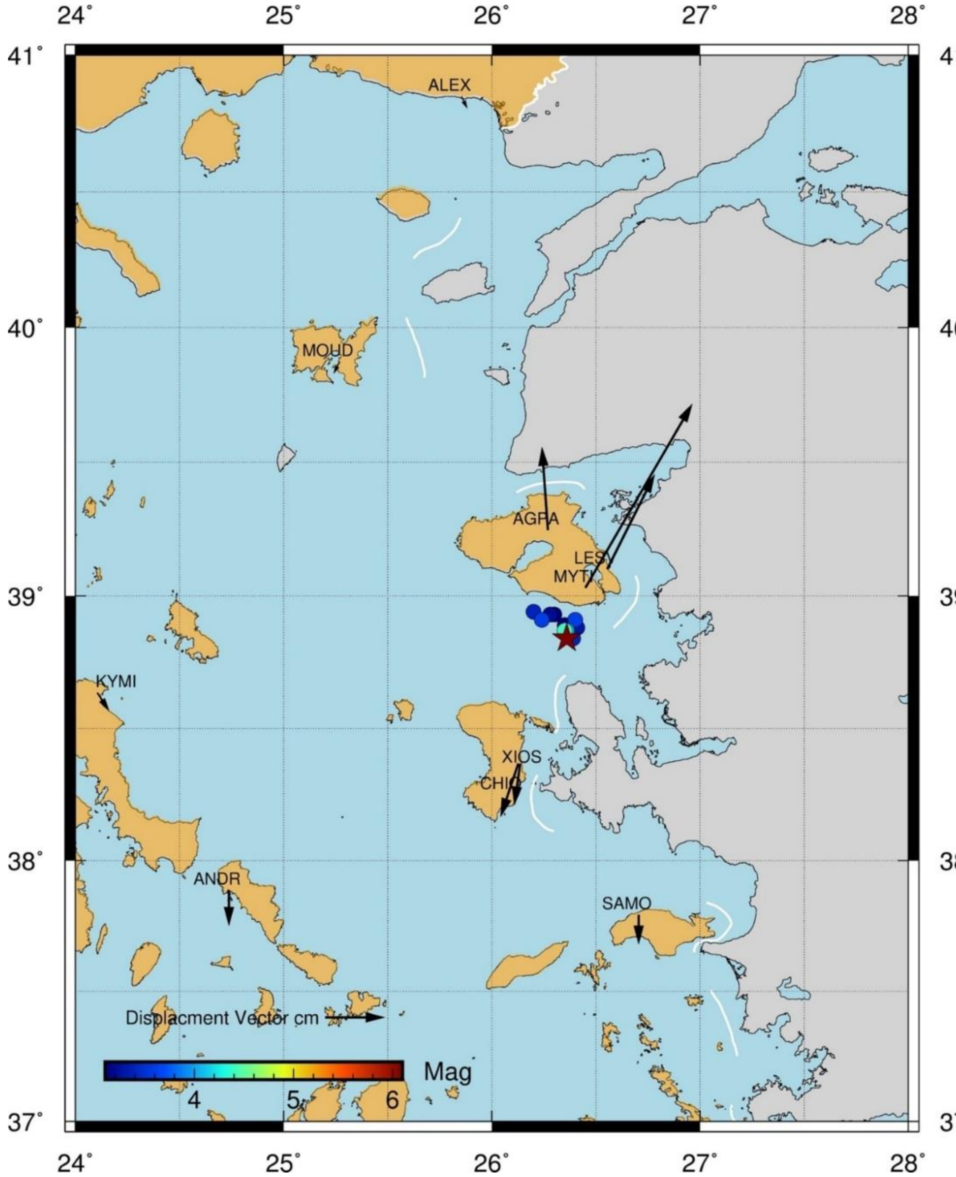
Πίνακας 8.4.4.1.1. Βασικές πληροφορίες των χρησιμοποιούμενων σταθμών GPS/GNSS

Όνομα GPS/GNSS σταθμού	Γεωγραφικό μήκος	Γεωγραφικό πλάτος	Τοποθεσία	Χώρα
MATE	16.70446	40.64913	Ματέρα	Ιταλία
SOFI	23.39474	42.5561	Σόφια	Βουλγαρία
ORID	20.79405	41.12731	Οχρίδα	Β.Μακεδονία
GRAZ	15.49348	47.06713	Γκρατζ	Αυστρία
BUCU	26.12574	44.46395	Βουκουρέστι	Ρουμανία
MEDI	11.64682	44.51996	Μεντιτσίνα	Ιταλία
NICO	33.39645	35.14099	Λευκωσία	Κύπρος
MYTI	26.44912	39.03055	Λέσβος	Ελλάδα
LESV	26.55379	39.10008	Λέσβος	Ελλάδα
AGPA	26.26908	39.24645	Λέσβος	Ελλάδα
CHIO	26.12717	38.36791	Χίος	Ελλάδα
XIOS	26.13603	38.3665	Χίος	Ελλάδα
ANDR	24.73709	37.88637	Άνδρος	Ελλάδα
SAMO	26.70534	37.79277	Σάμος	Ελλάδα
LARM	22.38791	39.61411	Λάρισα	Ελλάδα
DUTH	24.9168	41.14021	Ξάνθη	Ελλάδα
KYMI	24.1052	38.63493	Κύμη	Ελλάδα
ISTA	29.01934	41.10445	Κωνσταντινούπολη	Ελλάδα
DYNG	23.93243	38.07855	Αθήνα	Ελλάδα
ALEX	25.85345	40.84917	Αλεξανδρούπολη	Ελλάδα
MARM	23.78049	40.09375	Χαλκιδική	Ελλάδα
MOUD	25.26878	39.87359	Λήμνος	Ελλάδα
AUT1	23.00372	40.56682	Θεσσαλονίκη	Ελλάδα

8.4.4.2. Εκτίμηση της μετατόπισης

Προκειμένου να εκτιμηθεί το δισδιάστατο πεδίο μετατόπισης, το οποίο προκλήθηκε από τον ισχυρό σεισμό, λήφθηκε υπόψη η διαφορά της θέσης μεταξύ της πρώτης και της τελευταίας μέρας (8 έως 15 Ιουνίου), συμπεριλαμβάνοντας μερικές ημέρες πριν και μετά από το σεισμικό γεγονός. Όπως φαίνεται στην Εικόνα 8.4.4.2.1

και τον Πίνακα 8.4.4.2.1, η διεύθυνση της μετατόπισης του σταθμού MYTI είναι ανατολική - βορειοανατολική, ενώ η υπολογισμένη μετατόπιση είναι 3,6 εκατοστά και θεωρείται ως η μεγαλύτερη, εκτιμώμενη τιμή μετατόπισης.



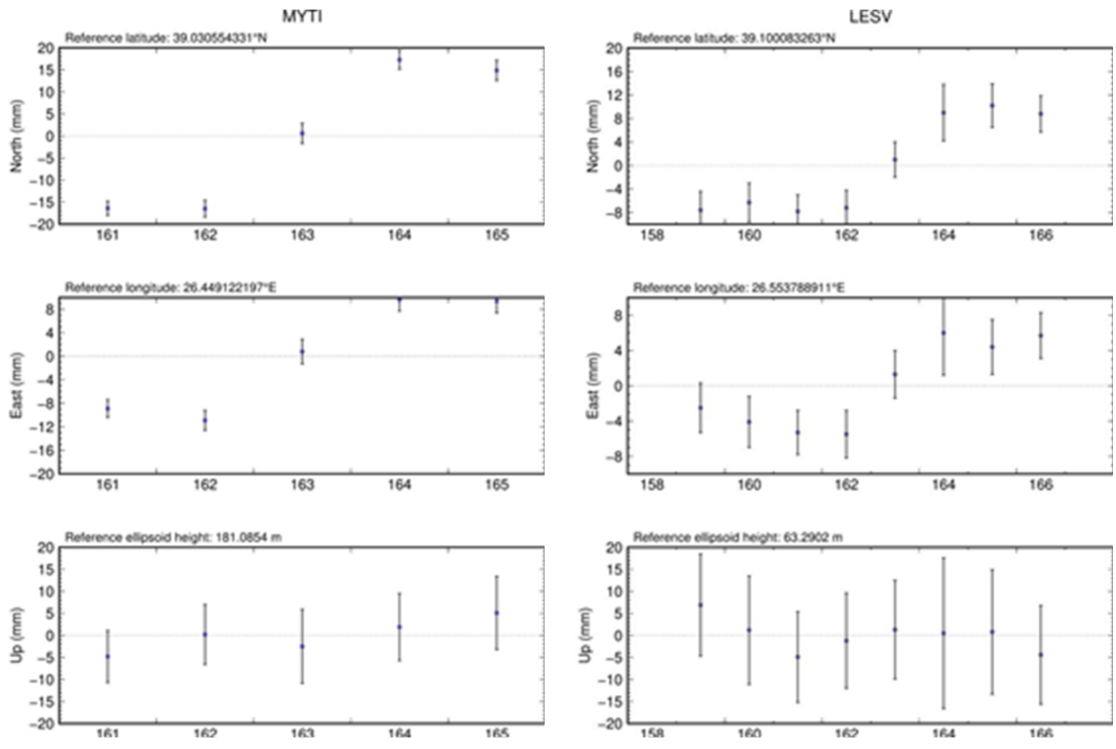
Εικόνα 8.4.4.2.1. Συνολικές οριζόντιες σεισμικές μετατοπίσεις στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου για την περίοδο 8 έως 15 Ιουνίου 2017.

Πίνακας 8.4.4.2.1. Συνολική μετατόπιση σταθμών (E, N και Up) μεταξύ 8/6/2017 και 15/6/2017

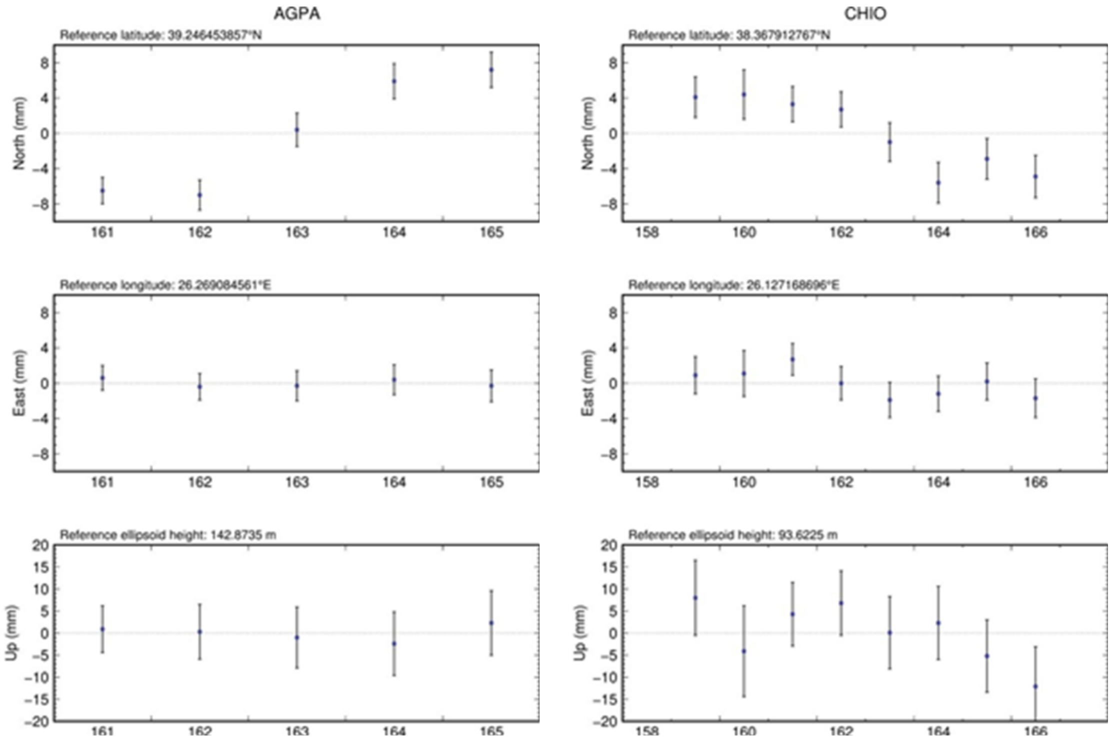
Όνομα	dEast (εκατ.)	dNorth (εκατ.)	dHoriz (εκατ.)	dUp (εκατ.)
MYTI	1.8	3.1	3.6	1.0
LESV	0.8	1.6	1.8	-1.1
AGPA	-0.1	1.4	1.4	0.1
CHIO	-0.3	-0.9	0.9	-2.0
XIOS	-0.1	-0.7	0.7	-1.1
ANDR	0.0	-0.6	0.6	-0.8
MATE	0.6	-0.1	0.6	0.8
SAMO	0.0	-0.5	0.5	-1.5
LARM	0.1	-0.4	0.5	-1.2
DUTH	0.1	-0.4	0.4	0.8
KYMI	0.2	-0.3	0.4	-0.3
SOFI	-0.2	0.2	0.3	-1.1
ISTA	-0.3	-0.1	0.3	0.6
ORID	-0.2	-0.2	0.3	0.9
GRAZ	-0.1	0.2	0.3	0.2
BUCU	-0.1	0.2	0.3	0.9
ALEX	0.1	-0.2	0.2	-0.2
MARM	0.0	-0.2	0.2	-0.2
MOUD	-0.1	-0.2	0.2	-1.6
MEDI	0.0	0.1	0.2	-0.8
NICO	0.1	-0.1	0.1	-0.3
AUT1	0.1	-0.1	0.1	-1.1

8.4.4.3. Ημερήσιες μετατοπίσεις χρονοσειρών

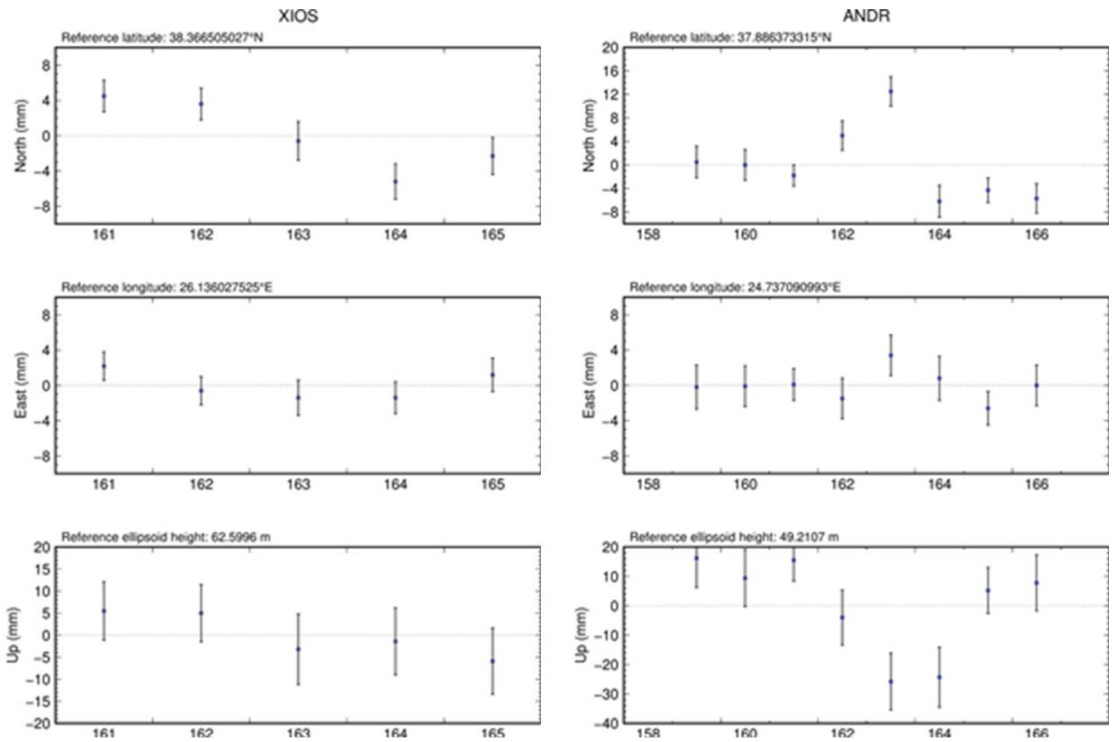
Η χρονοσειρά θέσης είναι ένα χρήσιμο εργαλείο ανίχνευσης της καθημερινής μεταβολής των συντεταγμένων. Ένας ισχυρός σεισμός έχει επίδραση στην ανάλυση των χρονοσειρών, προκαλώντας ορισμένες ασυνέχειες, οι οποίες μπορεί να οδηγήσουν σε μη ρεαλιστική εκτίμηση των γεωδαιτικών ταχυτήτων (Bitharis et al., 2015; Bitharis et al., 2016; Pikridas et al., 2016). Γενικά φαίνεται ότι μεγάλοι σεισμοί μπορούν να προκαλέσουν γραμμικά σφάλματα στην ταχύτητα έως 0,4 χιλιοστά/έτος σε θέσεις πάνω από 1000 χιλιόμετρα από τις θέσεις των σεισμών (Tregoning et al., 2013). Στην Εικόνα 8.4.4.3.1 παρουσιάζονται οι ημερήσιες μετατοπίσεις που εκφράζονται στο τοποκεντρικό σύστημα (North, East, Up) για τους σταθμούς MYTI, LESV και AGPA (Λέσβος) και XIOS, CHIO (Χίος), οι οποίοι είναι οι δύο πλησιέστερες ομάδες σταθμών στο επίκεντρο του σεισμού. Σε αυτούς τους σταθμούς οι μετατοπίσεις είναι πιο αξιοσημείωτες σε σχέση με τους υπόλοιπους κοντινούς σταθμούς, όπως ο σταθμός ANDR.



Εικόνα 8.4.4.3.1α. Ημερήσιες μετατοπίσεις των χρονοσειρών για τους σταθμούς MYTI και LESV.



Εικόνα 8.4.4.3.1β. Ημερήσιες μετατοπίσεις των χρονοσειρών για τους σταθμούς AGPA και CHIO.

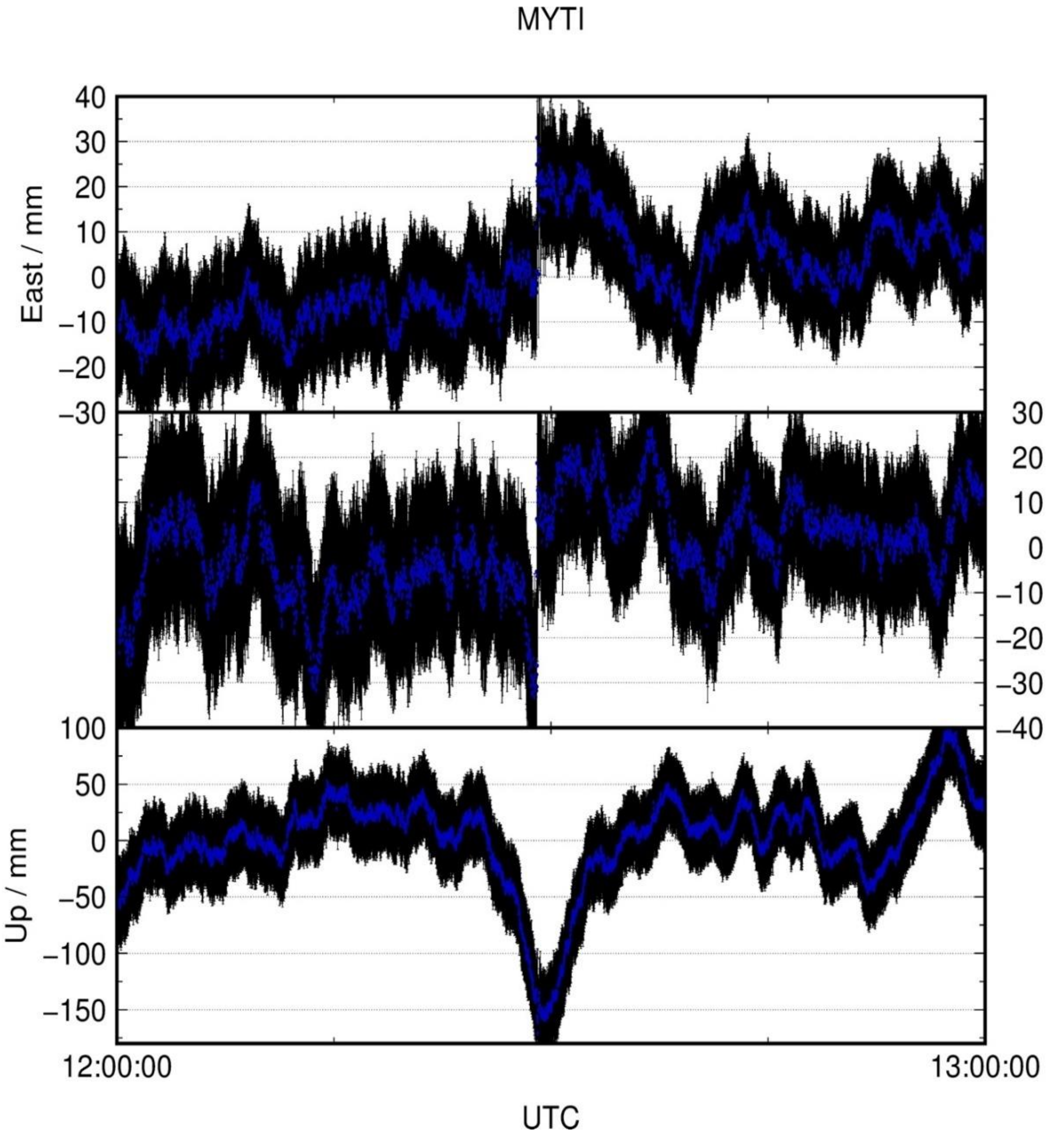


Εικόνα 8.4.4.3.1γ. Ημερήσιες μετατοπίσεις των χρονοσειρών για τους σταθμούς XIOS και ANDR.

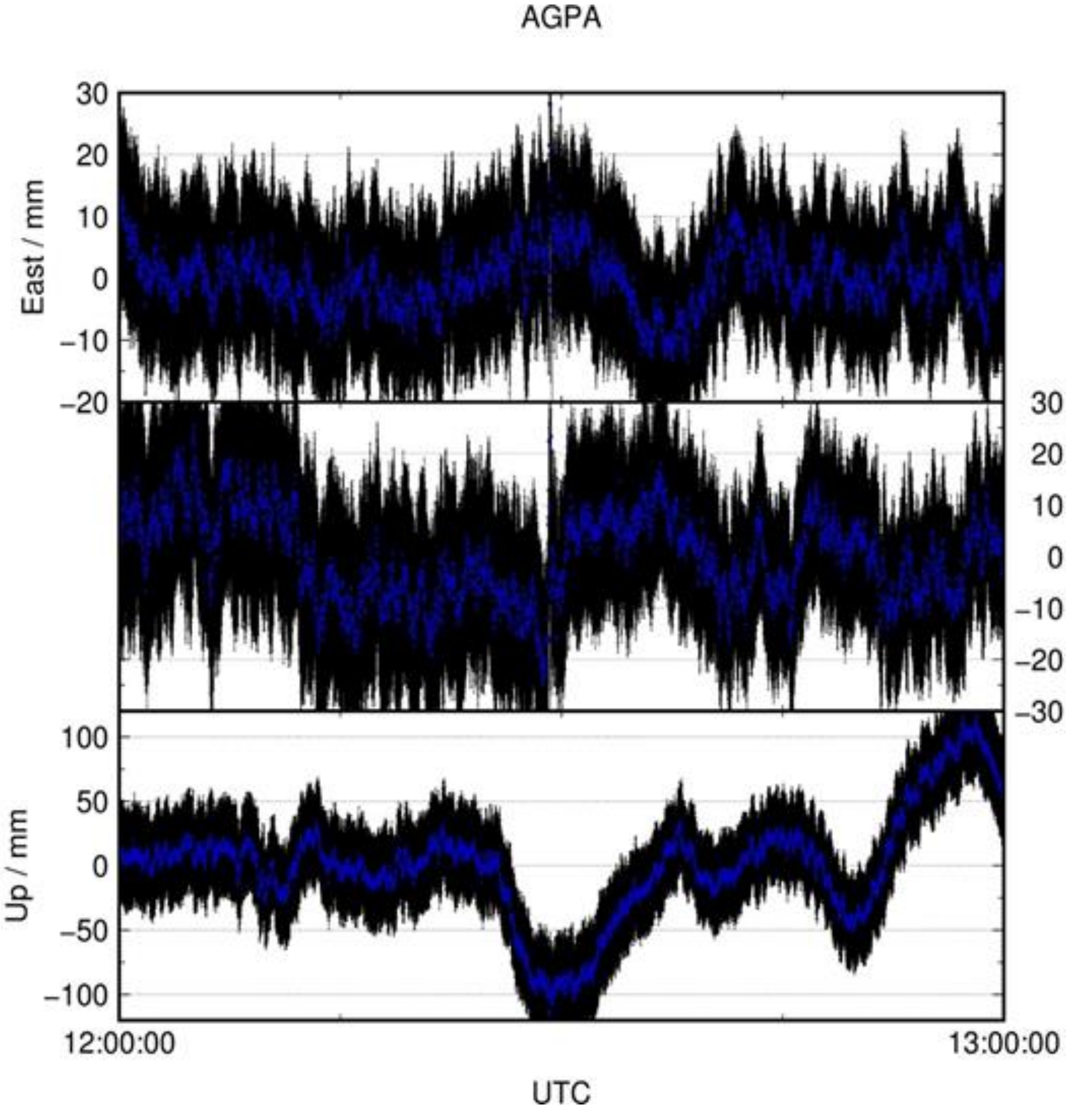
8.4.4.4. Επεξεργασία των δεδομένων TRACK

Αρχικά, για την επεξεργασία των γεωδαιτικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το ειδικό λογισμικό TRACK, το οποίο συμπεριλαμβάνεται στο λογισμικό GAMIT, ενώ η ανάλυση πραγματοποιήθηκε σε δεδομένα, τα οποία λαμβάνονταν ανά 1 δευτερόλεπτο για χρονικό διάστημα 1 ώρας. Επιπλέον, κατά την επεξεργασία των δεδομένων TRACK θεωρήθηκε ότι ο δεύτερος σταθμός στο νησί της Χίου (CHIO) δεν επηρεάστηκε από το σεισμό, προκειμένου να μελετηθούν οι σχετικές μετατοπίσεις στις άλλες τρεις γειτονικές τοποθεσίες (MYTI, AGPA and XIOS). Ως εκ τούτου, ο μόνιμος σταθμός CHIO επιλέχθηκε ως σταθερό σημείο, γεγονός το οποίο θεωρείται απαραίτητο για την επεξεργασία των συγκεκριμένων δεδομένων. Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα 1 Hz, εστιασμένα στο χρονικό διάστημα 12:00 -13:00 (UTC), όταν εξελίχθηκε το σεισμικό γεγονός.

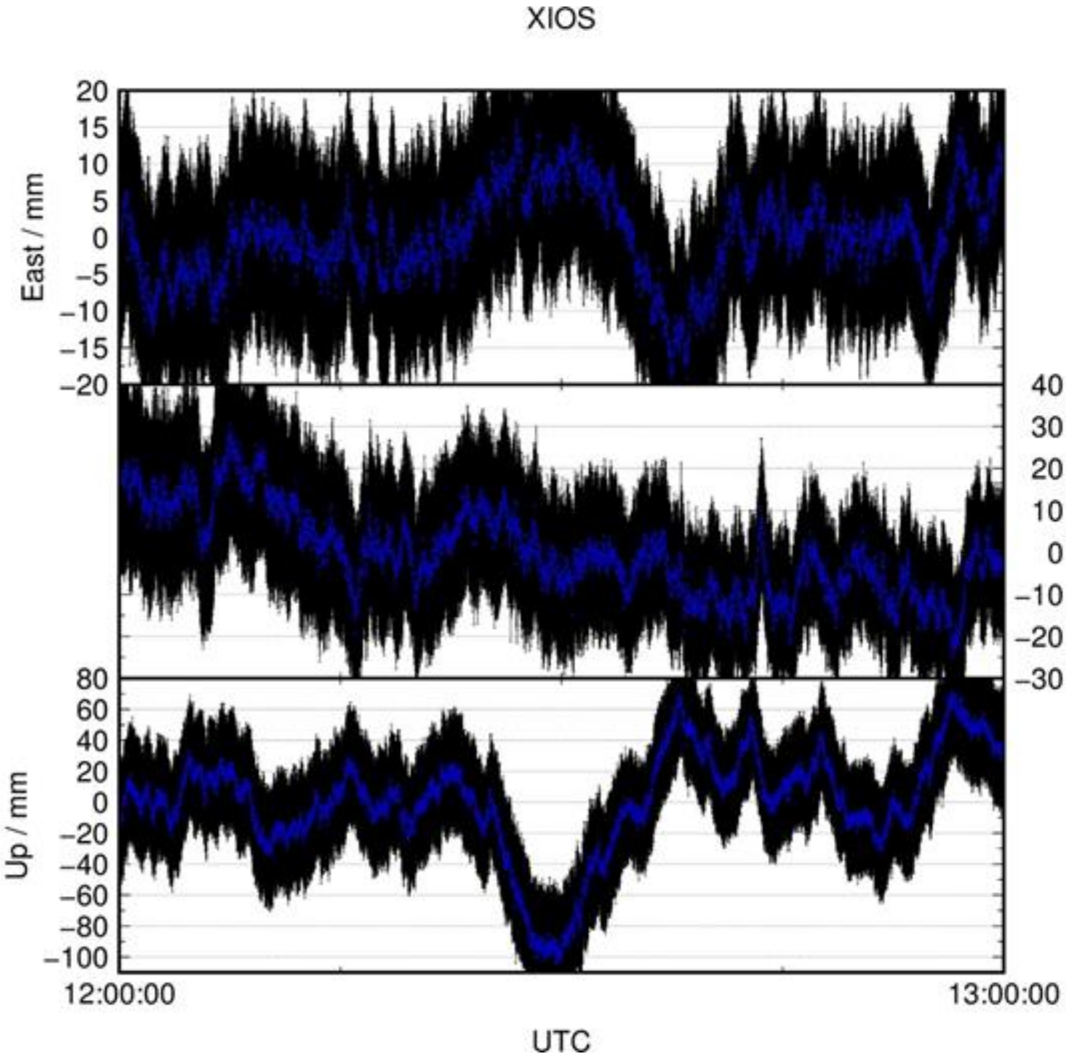
Στις ακόλουθες εικόνες (Εικόνες 8.4.4.4.1α, 8.4.4.4.1β και 8.4.4.4.1γ) απεικονίζεται η σχετική μεταβολή της θέσης του κάθε σταθμού (MYTI, AGPA and XIOS) σε σχέση με το δεύτερο σταθμό του νησιού. Οι μπλε γραμμές αντιπροσωπεύουν τη θέση στην κάθε συνιστώσα και με μαύρο χρώμα παρουσιάζονται οι αβεβαιότητες στην εκτίμηση της θέσης, αντίστοιχα.



Εικόνα 8.4.4.4.1α. Εκτιμήσεις της εποχή-με-εποχή μετατόπισης σε τρεις διαστάσεις για το σταθμό MYTI.



Εικόνα 8.4.4.4.1β. Εκτιμήσεις της εποχή-με-εποχή μετατόπισης σε τρεις διαστάσεις για το σταθμό AGPA.



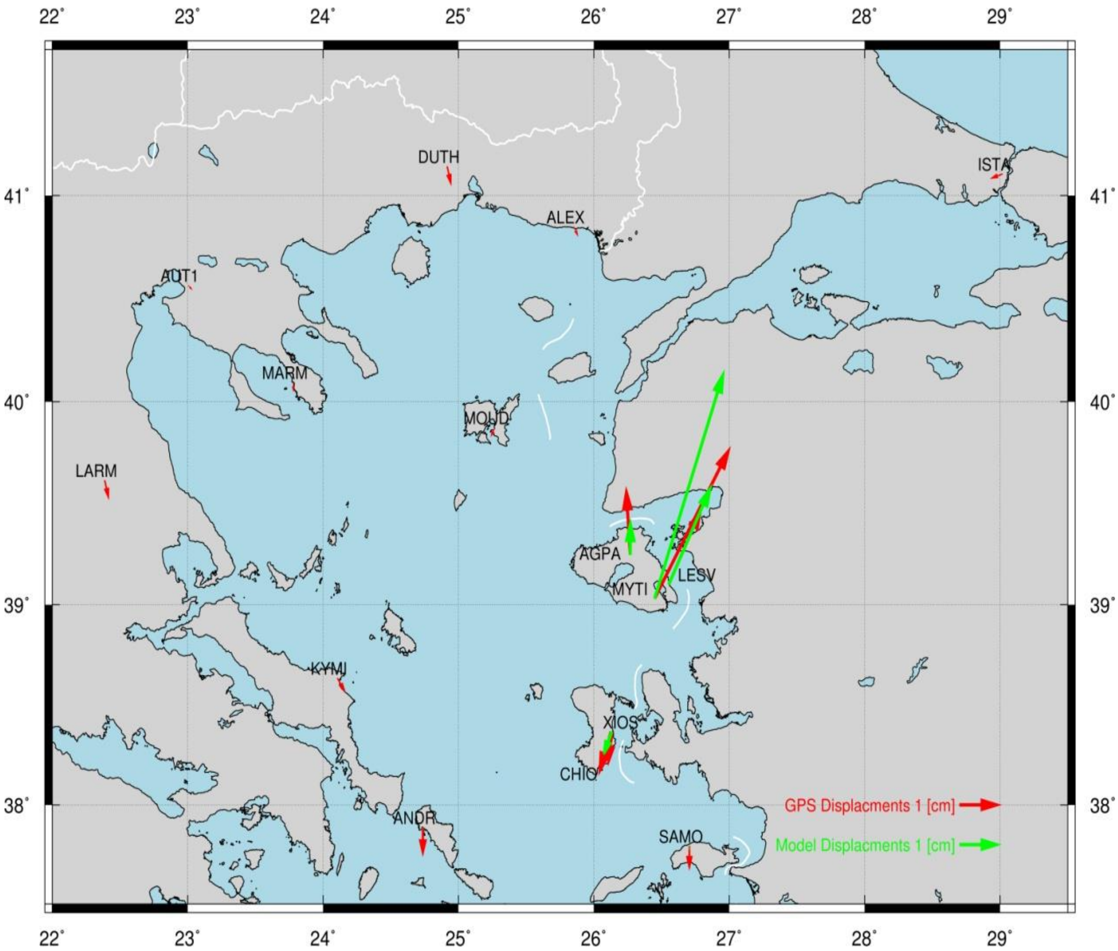
Εικόνα 8.4.4.4.1γ. Εκτιμήσεις της εποχή-με-εποχή μετατόπισης σε τρεις διαστάσεις για το σταθμό XIOS.

8.4.4.5. Καταγεγραμμένες και μοντελοποιημένες τιμές μετατόπισης

Χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα των μετατοπίσεων, τα οποία προέκυψαν από την ανάλυση των δεδομένων GPS/GNSS, καθίσταται δυνατή η μοντελοποίηση της μετατόπισης εφαρμόζοντας το λογισμικό Coulomb 3.4 (Lin & Stein, 2004; Toda et al., 2005). Οι μοντελοποιημένες τιμές της μετατόπισης βασίζονται στο μοντέλο Okada, το οποίο εφαρμόστηκε για επιφανειακές συνθήκες (βάθος 0,0 χιλιομέτρων). Η μετατόπιση σε επιφανειακές συνθήκες έχει ήδη εκτιμηθεί και αναλυθεί για την ευρύτερη περιοχή. Ωστόσο, εξετάζεται για την ακριβή τοποθεσία των μόνιμα εγκατεστημένων σταθμών, όπου έλαβε χώρα η καταγραφή του συνόλου των δεδομένων GPS/GNSS. Τα αποτελέσματα των τιμών GPS/GNSS και των μοντελοποιημένων τιμών συνοψίζονται στον Πίνακα 8.4.4.5.1 και την Εικόνα 8.4.4.5.1, δείχνοντας ότι οι εξαγόμενες καταγεγραμμένες και μοντελοποιημένες τιμές είναι κοντά μεταξύ τους.

Πίνακας 8.4.4.5.1. Υπολογισμός των τιμών GPS/GNSS και των μοντελοποιημένων τιμών μετατόπισης

				GPS τιμές μετατόπισης			Μοντελοποιημένες τιμές μετατόπισης	
Σταθμός	Γεωγραφικό μήκος	Γεωγραφικό πλάτος	Easting (μέτρα)	Northing (μέτρα)	Upwarding (μέτρα)	Easting (μέτρα)	Northing (μέτρα)	Upwarding (μέτρα)
MYTI	26.449120	39.030550	0.018000	0.031000	0.010000	0.016545	0.046636	0.004653
LESV	26.553790	39.100080	0.008000	0.016000	-0.011000	0.010291	0.020542	0.000387
AGPA	26.269080	39.246450	-0.001000	0.014000	0.001000	0.000038	0.007570	0.000390
CHIO	26.127170	38.367910	-0.003000	-0.009000	-0.020000	-0.001970	-0.004785	-0.000411
XIOS	26.136030	38.366500	-0.001000	-0.007000	-0.011000	-0.001940	-0.004819	-0.000411
ANDR	24.737090	37.886370	0.000000	-0.006000	-0.008000	-0.000309	-0.000365	-0.000046
SAMO	26.705340	37.792770	0.000000	-0.005000	-0.015000	-0.000038	-0.000900	-0.000042
LARM	22.387910	39.614110	0.001000	-0.004000	-0.012000	-0.000006	-0.000009	0.000030
DUTH	24.916800	41.140210	0.001000	-0.004000	0.008000	-0.000006	0.000119	0.000010
KYMI	24.105200	38.634930	0.002000	-0.003000	-0.003000	-0.000113	-0.000101	0.000050
ISTA	29.019340	41.104450	-0.003000	-0.001000	0.006000	0.000093	0.000134	-0.000024
ALEX	25.853450	40.849170	0.001000	-0.002000	-0.002000	0.000013	0.000288	-0.000020
MARM	23.780490	40.093750	0.000000	-0.002000	-0.002000	0.000005	0.000016	0.000054
MOUD	25.268780	39.873590	-0.001000	-0.002000	-0.016000	-0.000014	0.000225	0.000115
AUT1	23.003720	40.566820	0.001000	-0.001000	-0.011000	0.000002	0.000012	0.000031



Εικόνα 8.4.4.5.1. Μετατοπίσεις GPS/GNSS (κόκκινα διανύσματα) και μοντελοποιημένες μετατοπίσεις (πράσινα διανύσματα) στους σταθμούς GPS/GNSS.

8.4.5. Αποτελέσματα

8.4.5.1. Μεθοδολογία μεταφοράς τάσης

Αρχικά, υιοθετήθηκε το κριτήριο Coulomb προκειμένου να ποσοτικοποιηθεί η επίδραση της μεταβολής της στατικής τάσης στην επιφάνεια του ρήγματος (Wu et al., 2017), η οποία προκλήθηκε από τις μετατοπίσεις του ρήγματος στον ελαστικό ημιχώρο (Lin & Stein, 2004; Toda et al., 2005). Το κριτήριο Coulomb αναλύθηκε λεπτομερώς σε προηγούμενο υποκεφάλαιο.

Αξίζει να σημειωθεί ότι με τη χρήση του λογισμικού Coulomb 3.4 παρέχεται τη δυνατότητα υπολογισμού της μεταβολής της τάσης, παραλείποντας την παρουσίαση των υπολογισμένων ενδιάμεσων σταδίων (εκτίμηση της μεταβολής της διατμητικής και κάθετης τάσης). Ωστόσο, η προαναφερόμενη παρουσίαση των ενδιάμεσων σταδίων θεωρήθηκε απαραίτητη, προκειμένου να επιτευχθεί η πλήρης κατανόηση του μηχανισμού του ρήγματος της Λέσβου.

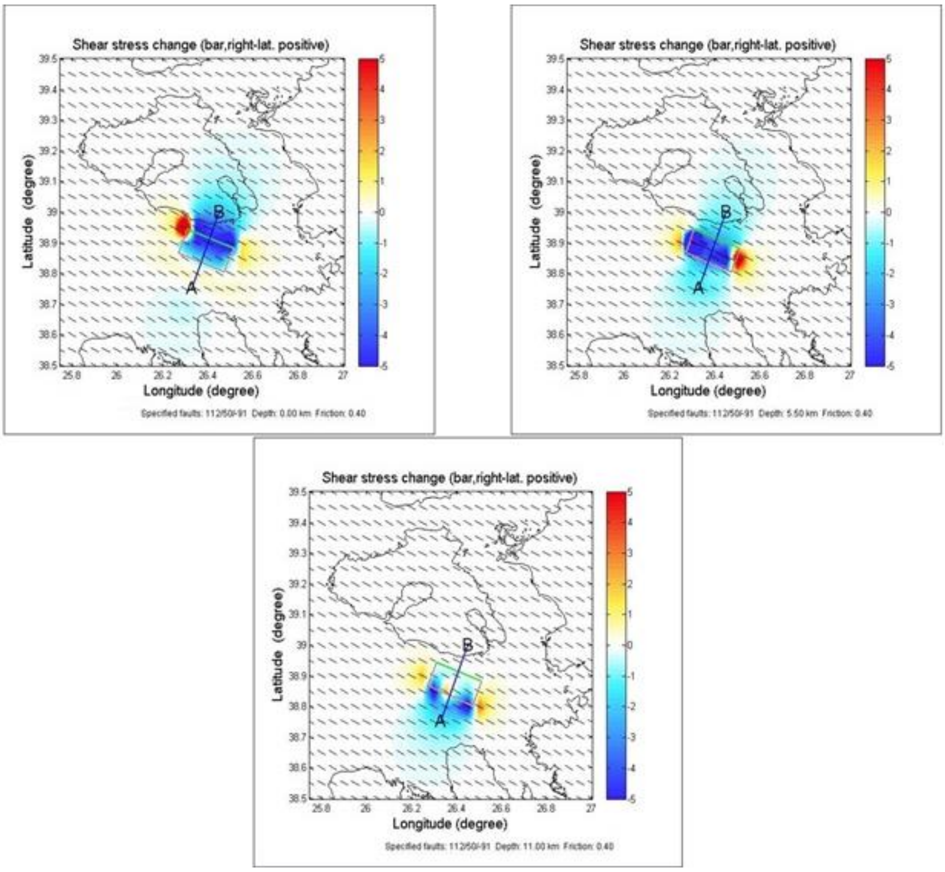
8.4.5.2. Αποτελέσματα για τα βάθη των 0,0 , 5,5 και 11,0 χιλιομέτρων

Με βάση το προαναφερόμενο λογισμικό εκτιμήθηκε η μεταβολή της διατμητικής τάσης, της κάθετης τάσης και της τάσης Coulomb. Η κάθε μία από αυτές υπολογίστηκε για τρία διαφορετικά βάθη, προκειμένου να εξεταστεί με λεπτομέρεια η μεταβολή της. Η επιλογή των βαθών περιλαμβάνει τα 0,0 , 5,5 και 11,0 χιλιόμετρα, με βάση το γεγονός ότι τα 0,0 και 11,0 χιλιόμετρα αποτελούν την αρχή και το τέλος του σεισμικού ρήγματος, ενώ τα 5,5 χιλιόμετρα αποτελούν το μέσο του. Επιπλέον, πρέπει να σημειωθεί ότι για τις εξεταζόμενες μεταβολές των τριών τάσεων, η τριβή θεωρήθηκε ίση με 0,40 , μία τιμή που ανταποκρίνεται ρεαλιστικά.

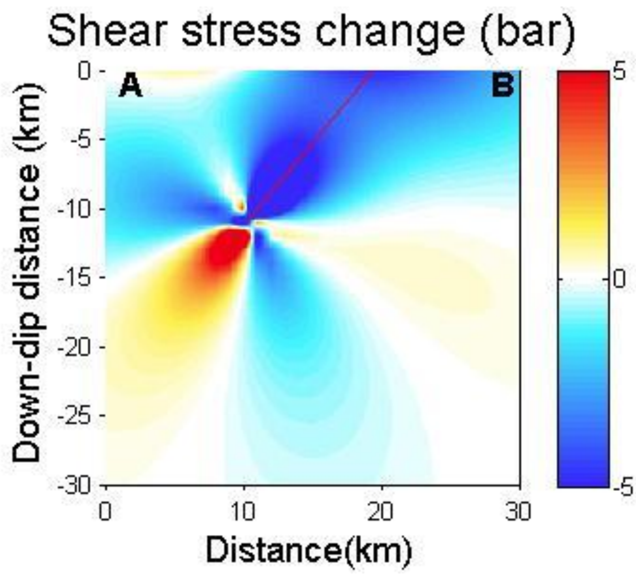
Αρχικά εκτιμήθηκε η διατμητική τάση για τα τρία προαναφερόμενα βάθη. Όπως φαίνεται στις παρακάτω εικόνες (Εικόνα 8.4.5.2.1; Εικόνα 8.4.5.2.2), οι μεγαλύτερες τιμές της μεταβολής της τάσης σε επιφανειακές συνθήκες (βάθος 0,0 χιλιόμετρα) εντοπίζονται στη βορειοδυτική προέκταση του ρήγματος. Αντιθέτως, οι αντίστοιχες τιμές στο βάθος των 5,5 χιλιομέτρων εντοπίζονται στη νοτιοανατολική προέκταση του ρήγματος. Η εικόνα της μεταβολής της διατμητικής τάσης στο βάθος των 11,0 χιλιομέτρων χαρακτηρίζεται από μεσαίες έως χαμηλές τιμές, αποτελώντας ένδειξη ότι η μεταβολή της εξασθενεί στο βάθος των 11,0 χιλιομέτρων.

Η μελέτη της τομής, η οποία σχεδιάστηκε κάθετα στο ρήγμα δείχνει ότι οι μεγαλύτερες τιμές της μεταβολής της διατμητικής τάσης βρίσκονται στα 11,0 χιλιόμετρα, συνοδευόμενες από βαθμιαία μείωση, ενώ οι τιμές του βάθους αυξάνουν προς νοτιοδυτικά, οδηγώντας σε μηδενισμό της μεταβολής της σε βάθος περίπου 30 χιλιομέτρων.

Οι παρατηρήσεις των εικόνων οδηγούν στο συμπέρασμα ότι η μεταβολή της διατμητικής τάσης μεταβάλλεται από το βορειοδυτικό τμήμα προς το αντίστοιχο νοτιοανατολικό και κυρίως μεταξύ των βαθών 0,0 και 5,5 χιλιομέτρων, ενώ βαθμιαία εξαφανίζεται και λαμβάνει τη χαμηλότερη τιμή της σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων. Η μέγιστη τιμή της μεταβολής της διατμητικής τάσης σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων στην τομή συνδέεται με το γεγονός ότι το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται σε αυτό το σημείο και ως εκ τούτου δικαιολογείται η συγκεκριμένη τιμή.



Εικόνα 8.4.5.2.1. Μεταβολή της διατμητικής τάσης σε επιφανειακές συνθήκες – βάθος 0,0 km (αριστερά), βάθος 5.5 km (δεξιά) και βάθος 11,0 km (κάτω) (AB: εξεταζόμενη τομή).

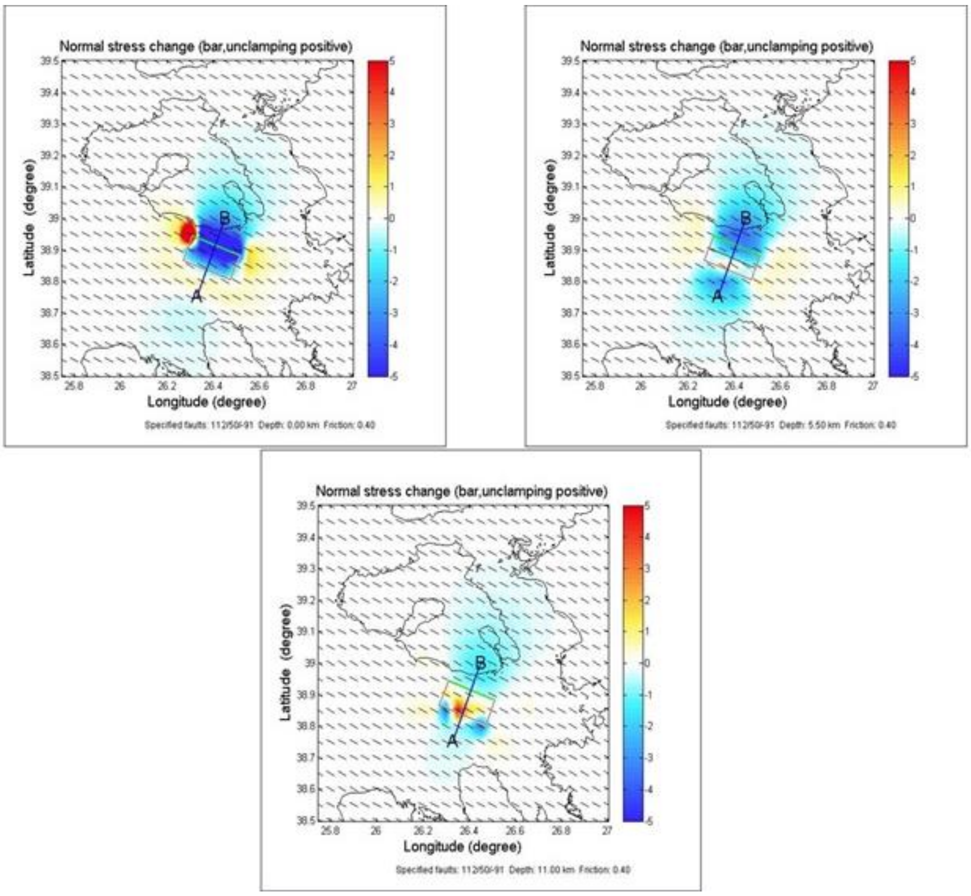


Εικόνα 8.4.5.2.2. Τομή (AB) της μεταβολής της διατμητικής τάσης (κόκκινη γραμμή: σεισμικό ρήγμα της Λέσβου).

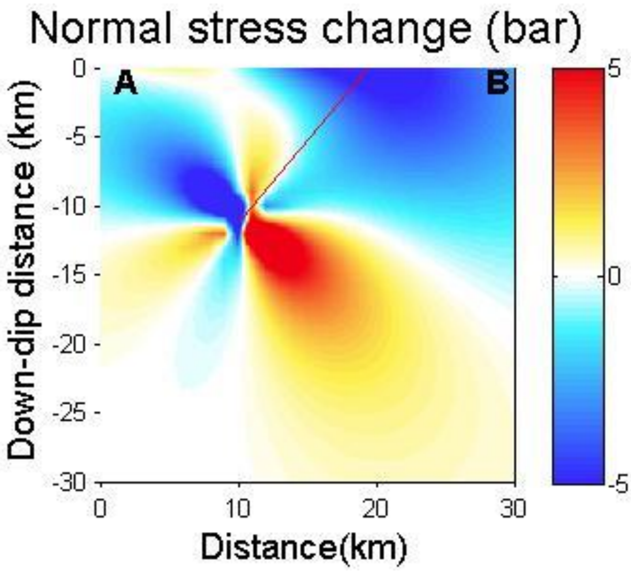
Δευτερευόντως, η εφαρμογή του λογισμικού Coulomb 3.4 οδήγησε στην εξαγωγή της μεταβολής της κάθετης τάσης για τα βάθη των 0,0 , 5,5 και 11,0 χιλιομέτρων (Εικόνα 8.4.5.2.3). Η εκτιμώμενη μεταβολή της κάθετης τάσης για επιφανειακές συνθήκες (0,0 χιλιόμετρα) αποκαλύπτει τη μέγιστη συγκέντρωση τιμών στη βορειοδυτική προέκταση του εξεταζόμενου ρήγματος. Η αύξηση του βάθους σχετίζεται με τη μείωση της κάθετης τάσης, με αποτέλεσμα την απουσία αξιοσημείωτων τιμών σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων. Ωστόσο, βάθη μεγαλύτερα των 5,5 χιλιομέτρων φαίνεται ότι συνοδεύονται με αύξηση των τιμών της, οδηγώντας στην παρουσίαση αξιοσημείωτων τιμών στο βάθος των 11,0 χιλιομέτρων. Σε αυτό το σημείο πρέπει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι μεγαλύτερες τιμές σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων συγκεντρώνονται σε μία περιοχή νοτιοδυτικά του ρήγματος, όπου εκτιμήθηκε η επιφανειακή προβολή του επικέντρου.

Η τομή της μεταβολής της κάθετης τάσης (Εικόνα 8.4.5.2.4) αποκαλύπτει τις υψηλότερες τιμές σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων, όπου βρίσκεται το επίκεντρο. Οι τιμές της μεταβολής της κάθετης τάσης μειώνονται, ενώ το βάθος αυξάνει προς τα βορειοανατολικά, και μηδενίζονται σε βάθος περίπου 35,0 χιλιομέτρων. Ως αξιοσημείωτο γεγονός θεωρείται η παρουσία μεσαίων έως υψηλών τιμών σε βάθη μεγαλύτερα των 11,0 χιλιομέτρων.

Η σύγκριση μεταξύ της μεταβολής της διατμητικής τάσης και της αντίστοιχης της κάθετης τάσης οδηγεί σε μία σειρά παρατηρήσεων. Αρχικά, οι εικόνες που δείχνουν τη μεταβολή της διατμητικής τάσης και την αντίστοιχη της κάθετης τάσης στην επιφάνεια (βάθος 0,0 χιλιόμετρα) είναι όμοιες, γεγονός που αποδεικνύει ότι σε επιφανειακές συνθήκες οι δύο τάσεις δε διαφοροποιούνται. Ωστόσο, η εξέλιξη της μεταβολής της κάθετης τάσης, η οποία σχετίζεται με την αύξηση του βάθους, διαφέρει από την αντίστοιχη της διατμητικής τάσης. Οι τιμές της μεταβολής της διατμητικής τάσης είναι υψηλότερες κοντά στην επιφάνεια και λαμβάνουν μηδενικές τιμές κοντά στο βάθος των 11,0 χιλιομέτρων. Αντιθέτως, οι τιμές της μεταβολής της κάθετης τάσης είναι μεγαλύτερες κοντά στην επιφάνεια, μειώνονται απότομα στα 5,5 χιλιόμετρα, όπου λαμβάνουν σχεδόν μηδενικές τιμές και σε βάθος μεταξύ 5,5 και 11,0 χιλιομέτρων εντοπίζεται μία σταδιακή αύξηση των τιμών της. Επιπλέον, η περιοχή δράσης της μεταβολής της διατμητικής και της κάθετης τάσης είναι αξιοπρόσεκτη. Οι υψηλότερες τιμές της μεταβολής της διατμητικής τάσης εντοπίζονται στην βορειοδυτική και νοτιοανατολική προέκταση των δύο πλευρών του ρήγματος, ενώ οι αντίστοιχες τιμές της μεταβολής της κάθετης τάσης εντοπίζονται στην περιοχή που εκτείνεται νοτιοδυτικά από το ρήγμα. Οι διαφορές των τιμών μεταξύ της μεταβολής της διατμητικής και κάθετης τάσης βασίζονται στο γεγονός ότι η εξέλιξη ενός ενεργού ρήγματος χαρακτηρίζεται από πολύπλοκη γεωμετρία, καθώς και από το γεγονός ότι αποτελείται από διάφορα τμήματα διαφορετικής συμπεριφοράς, τα οποία χρειάζεται να ανακτήσουν την ισορροπία μετά από ένα σεισμικό γεγονός.



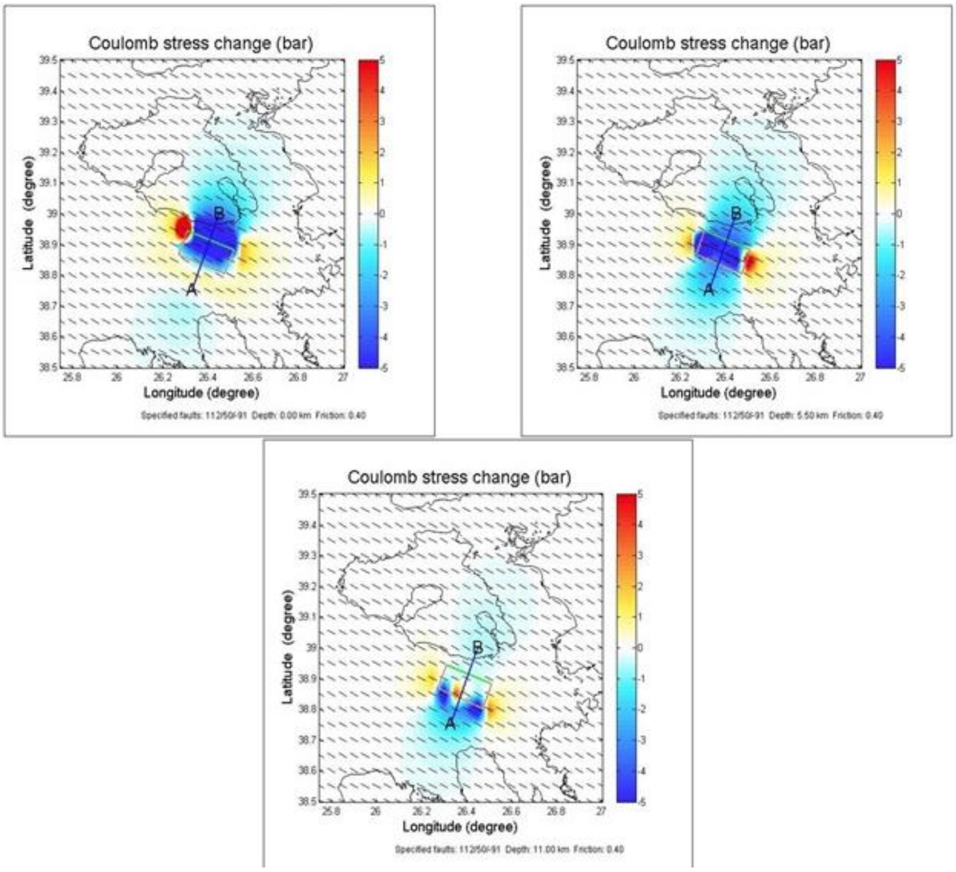
Εικόνα 8.4.5.2.3. Μεταβολή της κάθετης τάσης σε: επιφανειακές συνθήκες – βάθος 0,0 χιλιομέτρων (αριστερά), βάθος 5,5 χιλιομέτρων (δεξιά) και βάθος 11,0 χιλιομέτρων (κάτω) (ΑΒ: εξεταζόμενη τομή).



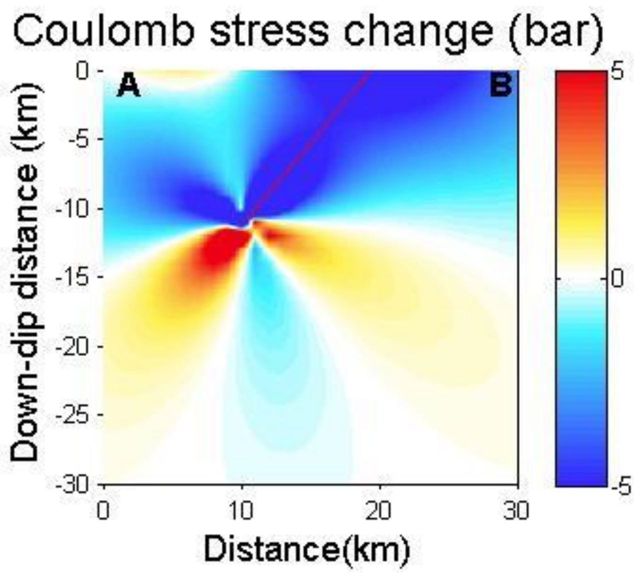
Εικόνα 8.4.5.2.4. Τομή (ΑΒ) της μεταβολής της κάθετης τάσης (κόκκινη γραμμή: σεισμικό ρήγμα της Λέσβου).

Ο συνδυασμός της μεταβολής της διατμητικής και της κάθετης τάσης οδηγεί στον υπολογισμό της μεταβολής της τάσης Coulomb. Η μεταβολή της τάσης Coulomb σε επιφανειακές συνθήκες παρουσιάζει τη συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών στην προέκταση του βορειοδυτικού τμήματος του ρήγματος, ενώ σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων η μεταβολή της τάσης Coulomb φαίνεται ότι μεταφέρεται στο νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής του ρήγματος. Η αύξηση του βάθους συνοδεύεται από μείωση των τιμών της μεταβολής της τάσης Coulomb, οδηγώντας στην περιορισμένη παρουσία υψηλών τιμών σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων, ενώ αυτές οι ελάχιστες υψηλές τιμές μετατοπίζονται στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής του ρήγματος. Η εξέταση της τομής της μεταβολής της τάσης Coulomb παρουσιάζει τις μέγιστες τιμές στο βάθος των 11,0 χιλιομέτρων, όπου το εντοπίζεται το επίκεντρο του κύριου σεισμού. Οι τιμές της μεταβολής της τάσης Coulomb μηδενίζονται σε ένα βάθος περίπου 30,0 χιλιομέτρων.

Τα εξαγόμενα αποτελέσματα της μεταβολής της τάσης Coulomb (Εικόνα 8.4.5.2.5) οδηγεί σε μία σειρά παρατηρήσεων. Αρχικά, η εκτίμηση της επιφανειακής μεταβολής της είναι η ίδια με την αντίστοιχη της μεταβολής της διατμητικής και της κάθετης τάσης, γεγονός το οποίο εξηγήθηκε παραπάνω. Επιπλέον, ο συνδυασμός της μεταβολής της διατμητικής και κάθετης τάσης παρέχει τη δυνατότητα διατήρησης χαρακτηριστικών και των δύο ειδών τάσεων, προκειμένου να εκτιμηθεί η συνολική μεταβολή της τάσης Coulomb. Ειδικότερα, κατά την εκτίμηση της μεταβολής της τάσης Coulomb, παρατηρείται μία μεταφορά των υψηλών τιμών από το βορειοδυτικό προς το νοτιοανατολικό τμήμα του ρήγματος σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων (ομοίως, το ίδιο παρατηρείται και στη μεταβολή της διατμητικής τάσης). Μία σταδιακή μείωση των τιμών της μεταβολής της τάσης Coulomb παρατηρείται, καθώς αυξάνει το βάθος, οδηγώντας στην παρατήρηση αξιοσημείωτων τιμών σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής του ρήγματος (ένα χαρακτηριστικό που συνοδεύεται με τη μεταβολή της κάθετης τάσης). Όσον αφορά την τομή της μεταβολής της τάσης Coulomb (Εικόνα 8.4.5.2.6), εντοπίζονται κοινά χαρακτηριστικά με τις αντίστοιχες της μεταβολής της διατμητικής και της κάθετης τάσης, ενώ επίσης οι υψηλότερες τιμές της βρίσκονται σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων (ομοίως με τις τομές της μεταβολής της διατμητικής και κάθετης τάσης). Αυτές οι τιμές εκτείνονται σε μία νοτιοδυτική (τομή μεταβολής της διατμητικής τάσης) και μία βορειοανατολική (τομή μεταβολής της κάθετης τάσης) διεύθυνση και μηδενίζονται σε ένα βάθος περίπου 30,0 χιλιομέτρων.



Εικόνα 8.4.5.2.5. Μεταβολή της τάσης Coulomb σε επιφανειακές συνθήκες – βάθος 0,0 χιλιομέτρων (αριστερά), βάθος 5,5 χιλιομέτρων (δεξιά) και βάθος 11,0 χιλιομέτρων (κάτω) (ΑΒ: εξεταζόμενη τομή).



Εικόνα 8.4.5.2.6. Τομή (ΑΒ) της μεταβολής της τάσης Coulomb (κόκκινη γραμμή: σεισμικό ρήγμα της Λέσβου).

8.4.5.3. Παραμόρφωση στο οριζόντιο και κατακόρυφο επίπεδο

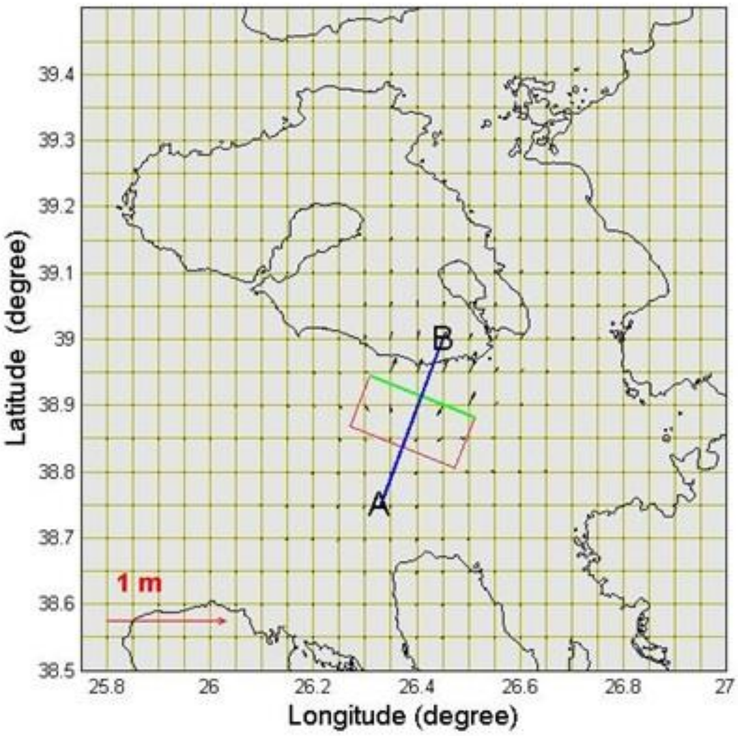
8.4.5.3.1. Γενικά

Η παραμόρφωση αποτελεί μία σημαντική παράμετρο, η οποία υπολογίζεται μετά από τη δράση ενός σεισμικού γεγονότος, εκφράζοντας κυρίως τις συνέπειες της ενεργοποίησης του σεισμικού ρήγματος. Στην παρούσα περιπτωσιολογική μελέτη εφαρμόστηκε το μοντέλο Okada, το οποίο αναλύθηκε εκτενώς σε προηγούμενο υποκεφάλαιο. Το λογισμικό Coulomb 3.4, το οποίο χρησιμοποιήθηκε παραπάνω για τη μελέτη της μεταβολής της τάσης, εφαρμόζεται επίσης για τον υπολογισμό της παραμόρφωσης.

Η παραμόρφωση του ρήγματος της Λέσβου μελετήθηκε τόσο για το οριζόντιο όσο και για το κατακόρυφο επίπεδο. Επιπλέον, εξετάστηκε για τρία διαφορετικά βάθη (0,0, 5,5 και 11,0 χιλιόμετρα), όπως στην περίπτωση της εξέτασης της μεταφοράς τάσης. Ως εκ τούτου, η εξέταση της παραμόρφωσης εκτελέστηκε για τα δύο προαναφερόμενα επίπεδα, συνδυαζόμενη με τα τρία διαφορετικά βάθη.

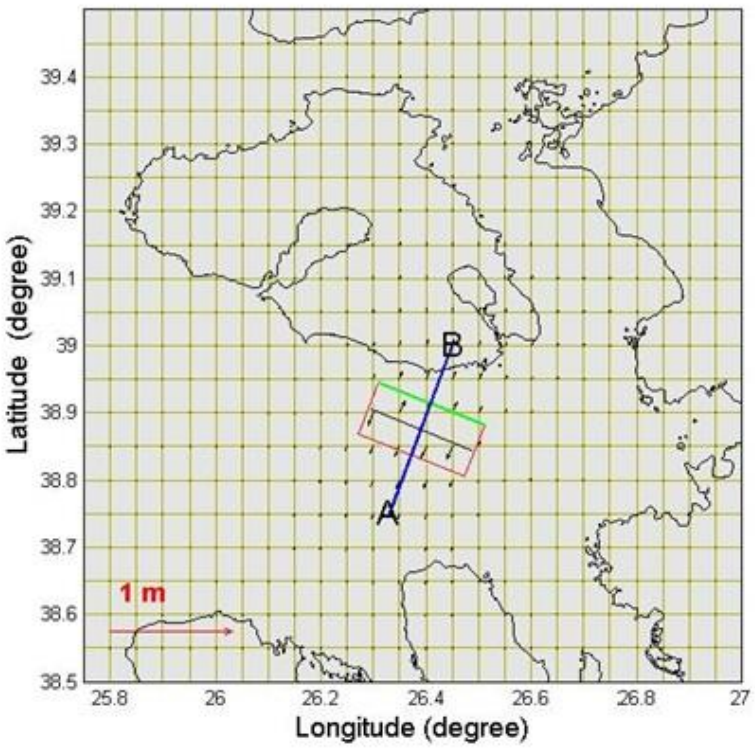
8.4.5.3.2. Αποτελέσματα παραμόρφωσης

Αρχικά, εξετάζεται η οριζόντια μετατόπιση σε επιφανειακές συνθήκες (βάθος 0,0 χιλιόμετρα). Όπως φαίνεται στην Εικόνα 8.4.5.3.2.1, εντοπίζονται διανύσματα βορειοανατολικής και νοτιοδυτικής κατεύθυνσης που εκφράζουν την οριζόντια μετατόπιση. Τα πρώτα διανύσματα της βορειοανατολικής διεύθυνσης βρίσκονται στο βόρειο τμήμα του ρήγματος και ειδικότερα στα σημεία με συντεταγμένες 38.95Β, 26.35Α και 39.90Β, 26.50Α. Αντιθέτως, το πρώτο διάνυσμα της νοτιοδυτικής μετατόπισης βρίσκεται στο νότιο τμήμα του ρήγματος και πιο συγκεκριμένα στο σημείο με συντεταγμένες 38.90Β, 26.45Α. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι τα προαναφερόμενα διανύσματα χαρακτηρίζονται από τις υψηλότερες τιμές οριζόντιας μετατόπισης σε επιφανειακές συνθήκες. Συγκρίνοντας τα βορειοανατολικά με τα νοτιοδυτικά διανύσματα, οι υψηλότερες τιμές οριζόντιας μετατόπισης επιβεβαιώνονται στο βόρειο τμήμα του ρήγματος σε αντίθεση με το νότιο τμήμα, όπου η οριζόντια μετατόπιση εμφανίζεται λιγότερο έντονη. Επιπλέον, μία περιορισμένη ομάδα νοτιοανατολικών διανυσμάτων σχετίζονται με την πιθανή ύπαρξη ενός τμήματος του ρήγματος, νότιας – νοτιοανατολικής κλίσης, γεγονός που προκύπτει από τη μορφή των συγκεκριμένων διανυσμάτων. Ωστόσο, διατηρείται η βασική αρχή ότι το κύριο ρήγμα κλίνει προς τα νοτιοδυτικά.



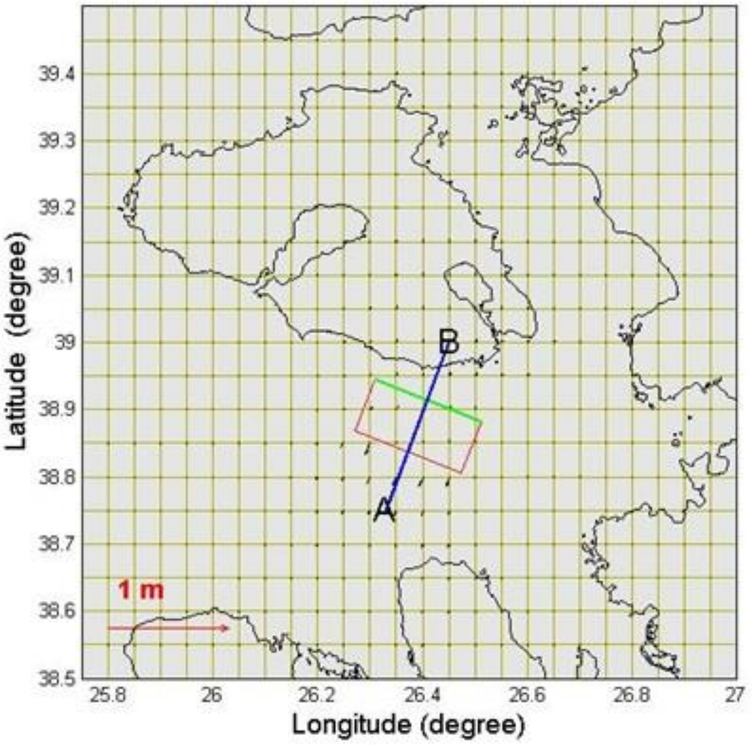
Εικόνα 8.4.5.3.2.1. Οριζόντια μετατόπιση σε επιφανειακές συνθήκες (βάθος 0,0 χιλιόμετρα) (ΑΒ: εξεταζόμενη τομή, μαύρα διανύσματα: διεύθυνση και ποσοτικός προσδιορισμός της οριζόντιας μετατόπισης).

Η εξέταση της οριζόντιας μετατόπισης σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων (Εικόνα 8.4.5.3.2.2) παρουσιάζει κοινά χαρακτηριστικά με την αντίστοιχη σε επιφανειακές συνθήκες. Οι διευθύνσεις των διανυσμάτων διατηρούνται, παρά το γεγονός ότι παρατηρείται μία διαφοροποίησή τους σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων. Ειδικότερα, το πρώτο σημείο συντεταγμένων βορειοανατολικής διεύθυνσης βρίσκεται στις συντεταγμένες 38.90Β, 26.35Α και τα αντίστοιχα σημεία της νοτιοδυτικής διεύθυνσης βρίσκονται στις συντεταγμένες 38.90Β, 26.30Α και 38.85Β, 26.45Α, αντίστοιχα. Επιπλέον, σημειώνεται ότι η οριζόντια μετατόπιση σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων χαρακτηρίζεται από υψηλότερες τιμές, συγκριτικά με τις αντίστοιχες τιμές των επιφανειακών συνθηκών.



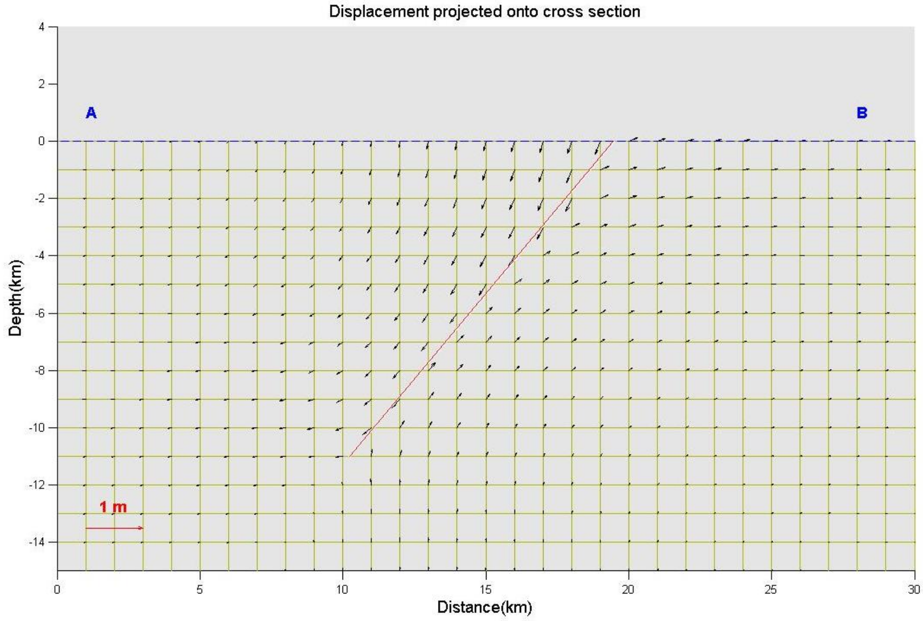
Εικόνα 8.4.5.3.2.2. Οριζόντια μετατόπιση σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων (AB: εξεταζόμενη τομή, μαύρα διανύσματα: διεύθυνση και ποσοτικός προσδιορισμός της οριζόντιας μετατόπισης).

Με βάση τα αποτελέσματα της Εικόνας 8.4.5.3.2.3, η οριζόντια μετατόπιση στην απόληξη του εξεταζόμενου ρήγματος (βάθος 11,0 χιλιόμετρα) παρατηρείται κατά τις δύο προαναφερόμενες διευθύνσεις των διανυσμάτων. Τόσο τα βορειοανατολικά όσο και τα νοτιοδυτικά διανύσματα, τα οποία αναπτύσσονται στο βόρειο και νότιο τμήμα του ρήγματος αντίστοιχα, παρουσιάζουν σημαντική μείωση των τιμών τους (η πλειοψηφία των διανυσμάτων παρουσιάζει τιμές κοντά στο μηδέν), η οποία σχετίζεται με την απόληξή του.



Εικόνα 8.4.5.3.2.3. Οριζόντια μετατόπιση σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων (ΑΒ: εξεταζόμενη τομή, μαύρα διανύσματα: διεύθυνση και ποσοτικός προσδιορισμός της οριζόντιας μετατόπισης).

Η τομή (Εικόνα 8.4.5.3.2.4) επιβεβαιώνει τα αποτελέσματα της οριζόντιας μετατόπισης, τα οποία αναλύθηκαν παραπάνω για τρία διαφορετικά βάθη. Αρχικά, επιβεβαιώνεται η βορειοανατολικής και νοτιοδυτικής διεύθυνσης κίνηση στις δύο πλευρές του ρήγματος. Ωστόσο, η τομή παρέχει πληροφορίες σχετικά με τις γωνίες των διανυσμάτων της κάθε διεύθυνσης, καθώς τα νοτιοδυτικά διανύσματα χαρακτηρίζονται από μεγάλη γωνία (~70 μοιρών) σε αντίθεση με τη γωνία των βορειοανατολικών διανυσμάτων, η οποία είναι μικρότερη (~30 μοιρών). Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί ότι οι μέγιστες τιμές οριζόντιας μετατόπισης στις δύο διευθύνσεις εντοπίζονται κοντά στο εξεταζόμενο ρήγμα. Η βαθμιαία αύξηση της απόστασης από το ρήγμα συνοδεύεται από ταυτόχρονη μείωση της οριζόντιας μετατόπισης. Από την άλλη πλευρά, η αύξηση του βάθους φαίνεται ότι είναι ανεξάρτητη από την οριζόντια μετατόπιση, εξαιρώντας την περιοχή απόληξης του ρήγματος.

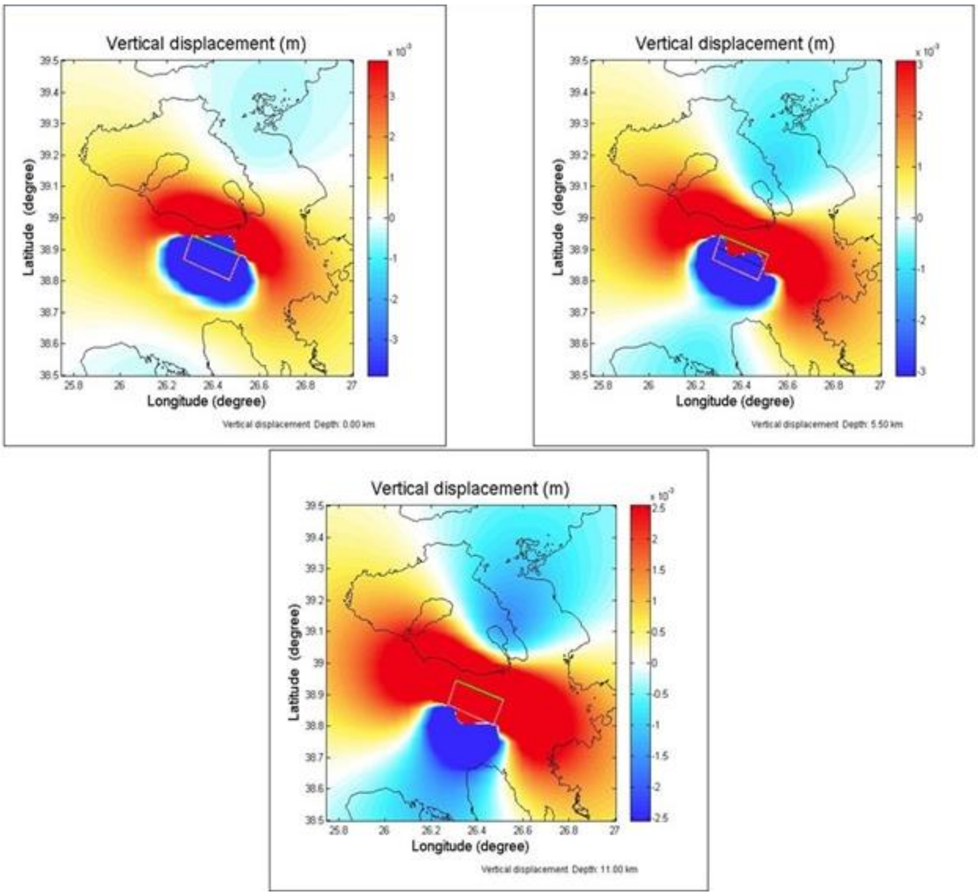


Εικόνα 8.4.5.3.2.4. Τομή (AB) της οριζόντιας μετατόπισης (κόκκινη γραμμή: σεισμικό ρήγμα της Λέσβου, μαύρα διανύσματα: διεύθυνση και ποσοτικός προσδιορισμός της οριζόντιας μετατόπισης).

Η εκτίμηση της κατακόρυφης μετατόπισης (Εικόνα 8.4.5.3.2.5) θεωρείται επίσης απαραίτητη, προκειμένου να εκτιμηθεί η παραμόρφωση. Η κατακόρυφη μετατόπιση υπολογίστηκε για τα τρία προαναφερόμενα βάθη και παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές της στο βόρειο τμήμα της περιοχής του ρήγματος. Η μέγιστη και η ελάχιστη υπολογισμένη μετατόπιση είναι περίπου 0,004 μέτρα και -0,004 μέτρα, αντίστοιχα. Συνεπώς, η εκτιμώμενη συνολική κατακόρυφη μετατόπιση είναι 0,008 μέτρα.

Οι υψηλότερες τιμές κατακόρυφης μετατόπισης μεταβάλλονται προς τα νοτιοδυτικά. Η μέγιστη και η ελάχιστη μετατόπιση σε βάθος 5,5 χιλιομέτρων υπολογίστηκε περίπου σε 0,0031 μέτρα και -0,0031 μέτρα, αντίστοιχα, παρουσιάζοντας μία συνολική μετατόπιση 0,0064 μέτρων. Η σύγκριση των τιμών στις δύο περιπτώσεις οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η αύξηση του βάθους συνδέεται με τη μείωση της κατακόρυφης μετατόπισης.

Η προαναφερόμενη εξέλιξη παρουσιάζεται με τον ίδιο τρόπο κατά τη διάρκεια της εξέτασης της κατακόρυφης μετατόπισης σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων, με τις υψηλότερες τιμές να εντοπίζονται προς τα νοτιοδυτικά. Η μέγιστη και η ελάχιστη υπολογιζόμενη μετατόπιση σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων είναι περίπου 0,0025 μέτρα και -0,0025 μέτρα, προκαλώντας μία συνολική μετατόπιση ίση με 0,005 μέτρα. Το συμπέρασμα που επισημάνθηκε παραπάνω, ότι η κατακόρυφη μετατόπιση μειώνεται με την παράλληλη αύξηση του βάθους, επιβεβαιώνεται και από τις τιμές της κατακόρυφης μετατόπισης σε βάθος 11,0 χιλιομέτρων.



Εικόνα 8.4.5.3.2.5. Κατακόρυφη μετατόπιση σε επιφανειακές συνθήκες – βάθος 0,0 χιλιομέτρων (αριστερά), βάθος 5,5 χιλιομέτρων (δεξιά) και βάθος 11,0 χιλιομέτρων (κάτω).

8.5 Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΓΕΓΟΝΟΤΟΣ ΤΗΣ ΚΩ

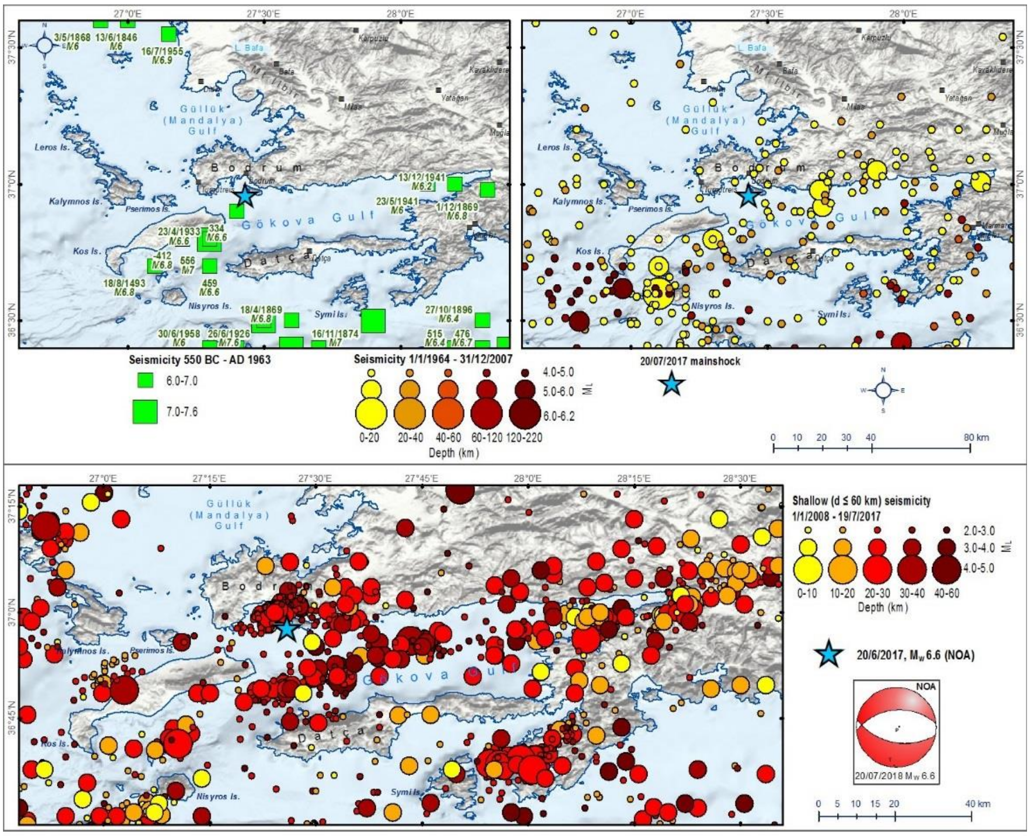
8.5.1. Εισαγωγή

Στις 20 Ιουλίου 2017, στις 22:31:11,0 (UTC), σημειώθηκε ένας ισχυρός (M_w 6,6) και καταστρεπτικός σεισμός στο νοτιοανατολικό Αιγαίο, κοντά στην περιοχή των συνόρων Ελλάδας – Τουρκίας. Το επίκεντρο τοποθετείται στην υποθαλάσσια περιοχή, εντός του κόλπου Gökova (Κεραμικός), μεταξύ της Κω στην Ελλάδα και της πόλης Bodrum στην Τουρκία, σε ένα αρχικά υπολογιζόμενο βάθος 10,2 χιλιομέτρων (Εθνικό

Αστεροσκοπείο Αθηνών). Ο σεισμός προκάλεσε δύο θανάτους και 120 τραυματισμούς στο νησί της Κω, ενώ μόνο ιστορικά μνημεία στην πόλη της Κω υπέστησαν εκτεταμένες ζημιές (Kiratzi & Koskosidi, 2018; Psycharis & Taflampas, 2017). Στην περιοχή Bodrum, 90 άνθρωποι τραυματίστηκαν, 26 κτίρια κατέρρευσαν και 941 κτίρια υπέστησαν ζημιές, εκ των οποίων στα 202 ήταν αρκετά σοβαρές (Alcik, 2018). Πριν από τον κύριο σεισμό προηγήθηκε 21 λεπτά νωρίτερα ένας προσεισμός (M_L 2,9) κοντά στο επίκεντρο του κύριου σεισμού, και ακολούθησαν πολυάριθμα μετασεισμικά γεγονότα, το ισχυρότερο εκ των οποίων (M_w 5.3) καταγράφηκε πολλές μέρες αργότερα, στις 8 Αυγούστου, 18 χιλιόμετρα ανατολικά της περιοχής Bodrum.

Η ευρύτερη περιοχή της Κω και του κόλπου Gökova παρουσιάζει αρκετά έντονη ιστορική σεισμικότητα (Εικόνα 8.5.1.1). Το παλαιότερο καταγεγραμμένο σεισμικό γεγονός σημειώθηκε το 412 π.Χ. (Ambraseys & White, 1997; Papazachos & Papazachou, 2003), με εκτιμώμενο μέγεθος και ένταση Μ 6,8 και IX MM αντίστοιχα, κοντά στη νότια ακτή της Κω (Papazachos & Papazachou, 2003). Το ισχυρότερο σεισμικό γεγονός συνέβη κατά την πρώιμη περίοδο καταγραφής από όργανα, στις 26 Ιουνίου 1926, με μέγεθος Μ 7.6 και ένταση XI MM. Η θέση του επικέντρου υπολογίζεται περίπου 45 χιλιόμετρα νοτιοανατολικά της Κω και το υποκεντρικό βάθος της στα 100 χιλιόμετρα (Papazachos & Papazachou, 2003). Κατά τη διάρκεια της ενόργανης περιόδου, ένας ισχυρός σεισμός M_L 6.1 (V + MM, σύμφωνα με τους Papazachos & Papazachou, 2003) συνέβη στις 5 Δεκεμβρίου 1968, δυτικά της Νισύρου σε βάθος 10 χιλιομέτρων, ενώ πολλά σεισμικά γεγονότα μεταξύ M_L 5.0 και M_L 6.0 έχουν καταγραφεί εντός της συγκεκριμένης περιοχής (Εικόνα 8.5.1.1).

Η μεταφορά της στατικής τάσης όχι μόνο συνεισφέρει στην κατανόηση των συνθηκών κάτω από τις οποίες εξελίχθηκε η μετασεισμική ακολουθία, αλλά επιπλέον παρέχει ένα βαθμό αξιοπιστίας για το μοντέλο του ρήγματος. Όπως έχει ήδη αναφερθεί σε άλλα σημαντικά σεισμικά γεγονότα, οι μετασεισμοί και τα επακόλουθα κύρια σεισμικά γεγονότα συμβαίνουν συχνά σε περιοχές με αυξημένη μεταβολή της τάσης Coulomb, η οποία προκαλείται από το κύριο σεισμικό γεγονός, ενώ οι σεισμοί καθίστανται λιγότερο διαδεδομένοι από ότι πριν από το κύριο σεισμικό γεγονός στις περιοχές που εντοπίζεται πτώση της μεταβολής της τάσης Coulomb (Harris, 1998; King & Cocco, 2001; Stein, 1999; Toda et al., 2002, 2012). Με την ανάλυση του συγκεκριμένου σεισμικού γεγονότος επιτυγχάνεται η διερεύνηση των επιπτώσεων του στη μετασεισμική ακολουθία και στο ισχυρότερο μετασεισμικό γεγονός, ενώ επιπλέον εκτιμώνται τα αποτελέσματα της μετασεισμικής ακολουθίας καθορίζοντας τις περιοχές, όπου μεταβάλλεται αυξητικά η τάση και θεωρείται δυνατή μία πιθανή ενεργοποίηση, η οποία είναι σημαντική για την αξιολόγηση του σεισμικού κινδύνου (Seismic Hazard Assessment – SHA). Επιπρόσθετα, εξετάζεται η επίδραση του σεισμικού γεγονότος με βάση τις καταγεγραμμένες μετατοπίσεις των GPS/GNSS σταθμών.



Εικόνα 8.5.1.1. Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της Κω και του κόλπου Gökova για διαφορετικές περιόδους. (Πάνω αριστερά) Ιστορική και πρώιμη ενόργανη περίοδος (550 π. Χ. – 1963) για M ≥ 6.0 σεισμικά γεγονότα (Papazachos & Papazachou, 2003). (Πάνω δεξιά) Πρόσφατη ενόργανη περίοδος (1964 - 2007) για $M_L \geq 4.0$ σεισμικά γεγονότα (κατάλογος Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών). (Κάτω) Πολύ πρόσφατη ενόργανη περίοδος (2008 – 19/7/2017) μόνο για αβαθείς σεισμούς (d ≤ 60 χιλιόμετρα) με $M_L \geq 2.0$ (κατάλογος Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών); Η επίλυση του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών για το κύριο σεισμικό γεγονός στις 20/7/2017 (από Sboras et al., 2020).

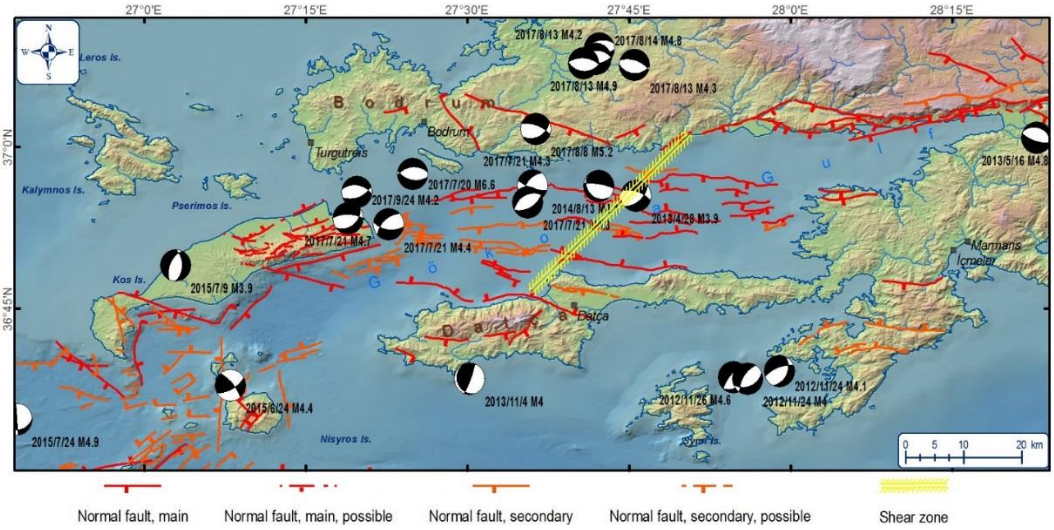
8.5.2. Νεοτεκτονικό και γεωδυναμικό καθεστώς

Η επικεντρική περιοχή βρίσκεται στην οπισθοτόξια λεκάνη της Ελληνικής ζώνης υποβύθισης, ένα τεκτονικό στοιχείο που προέρχεται από τη σύγκλιση της πλάκας του Αιγαίου – Ανατολίας και της Αφρικανικής πλάκας (Sboras et al., 2020). Η προς τα νοτιοδυτικά τεκτονική διαφυγή της πλάκας Αιγαίου – Ανατολίας επιβεβαιώνεται επίσης από τις μετρήσεις GPS/GNSS, υποδεικνύοντας μία κίνηση περίπου 20 χιλιοστών/έτος στο ανατολικό τμήμα έως και 30 χιλιοστών/έτος στο δυτικό τμήμα, ως προς την Ευρασία (England et al., 2016; Reilinger et al., 2010). Η δυτική τουρκική ακτή, από τη χερσόνησο Biga μέχρι την Ρόδο, παρουσιάζει μία Β – Ν διαστολή με υπολογισμένους γεωδαιτικούς ρυθμούς παραμόρφωσης πάνω από 50×10^{-9} strain/έτος σε όλη την περιοχή και μέχρι 140×10^{-9} strain/έτος τοπικά κατά μήκος των κύριων τεκτονικών τάφρων (Aktug et al., 2009). Εντός της περιοχής μελέτης, οι προαναφερόμενοι συγγραφείς υπολόγισαν ότι ο ρυθμός παραμόρφωσης είναι περίπου 60×10^{-9} strain/έτος, ο οποίος είναι ελάχιστα μικρότερος από άλλες εκτιμήσεις γι αυτήν την περιοχή (80×10^{-9} strain/έτος; Hollenstein et al., 2008; Jenny et al., 2004). Παρόλο που τα προτεινόμενα μοντέλα των κινηματικών ελαστικών τεμαχών (blocks) των Aktug et al. (2009), Reilinger et al. (2006) και Vernant et al. (2014) είναι αρκετά διαφορετικά, όλα υποδεικνύουν ένα παρόμοιο όριο του τεμάχους, το οποίο διατρέχει τον κόλπο σε μία Α – Δ διεύθυνση. Σύμφωνα με αυτά τα μοντέλα, οι εκτιμώμενοι ρυθμοί ολίσθησης/κίνησης κατά μήκος αυτού του ορίου είναι ίσοι με 20,2 , 6,6 και 4,0 χιλιοστά/έτος για την έκταση και 8,6 , 2,5 και 2,8 χιλιοστά/έτος για την πλάγια-αριστερή οριζόντια μετατόπιση, αντίστοιχα. Μία έκταση μεγέθους 7 χιλιοστών/έτος εκτιμάται γεωδαιτικά γι αυτήν την περιοχή από τον Nocquet (2012).

Η σεισμική ακολουθία έλαβε χώρα στην ηπειρωτική πλάκα του Αιγαίου – Ανατολίας, όπου ο φλοιός υφίσταται έκταση. Λόγω της πολυπλοκότητας της οπισθοτόξιας περιοχής μεταξύ της ζώνης υποβύθισης προς τα νότια και του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας προς τα βόρεια, η διεύθυνσης της έκτασης ποικίλλει τοπικά από ΒΑ – ΝΔ στο μέσο-ανατολικό Αιγαίο, ενώ η αντίστοιχη είναι περίπου ΒΔ – ΝΑ στο νοτιοανατολικό Αιγαίο (Benetatos et al., 2004; Hatzfeld, 1999; Kiratzi & Louvari, 2003; Ring et al., 2017). Επιπλέον, εντός των στενών ορίων της περιοχής μελέτης, η έκταση αλλάζει βαθμιαία από ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης ανατολικά της Κω σε περίπου Β – Ν διεύθυνση προς το ανατολικότερο τμήμα του κόλπου Gökova (Benetatos et al., 2004;

Hatzfeld, 1999; Yolsal-Çevikbilen et al., 2014). Η έκταση του φλοιού και η επακόλουθη τεκτονική και σεισμική δραστηριότητα επηρεάζουν επίσης την τοπική γεωμορφολογία, τόσο στην ηπειρωτική όσο και στην υποθαλάσσια περιοχή. Τα κανονικά ρήγματα είναι το σημαντικότερο εκτατικό, τεκτονικό στοιχείο, παρά το γεγονός ότι αξιοσημείωτα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης είναι πολύ συνηθισμένα στο ανατολικό Αιγαίο (Aktar et al., 2007; Benetatos et al., 2006; Chatzipetros et al., 2013; Zanchi & Angelier, 1993).

Οι επιλύσεις των τανυστών ροπής (αναθεωρημένος κατάλογος των τανυστών ροπής του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (http://bbnet.gein.noa.gr/HL/seismicity/mts/revised-moment-tensors) επιβεβαιώνουν τα κανονικά ή πλαγιοκανονικά ρήγματα μίας ευρύτερης Α – Δ διεύθυνσης (από ΑΒΑ – ΔΝΔ έως ΑΝΑ – ΔΒΔ), τα οποία επικρατούν στην περιοχή, αλλά επίσης αποκαλύπτουν ψευδο-οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα, ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης κοντά στη Νίσυρο και ψευδο-κανονικά ρήγματα περίπου Β – Ν διεύθυνσης στο δυτικό τμήμα της Κω (Εικόνα 8.5.2.2). Οι άξονες Τ παρουσιάζουν μία σχεδόν ΑΝΑ – ΔΒΔ διεύθυνση στο δυτικό τμήμα της Κω και της Νισύρου, η οποία μετατρέπεται σε ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση προς τα ανατολικά. Στο κεντρικό τμήμα του κόλπου Gökova, η έκταση έχει ήδη αλλάξει σε Β – Ν διεύθυνσης και επιπλέον προς τα ανατολικά αλλάζει σε ΒΒΑ – ΝΝΔ διεύθυνση.



Εικόνα 8.5.2.2. Τεκτονικός χάρτης της περιοχής μελέτης, προερχόμενος από το συνδυασμό των Nomikou & Papanikolaou (2010) και Tur et al. (2015) για τα υποθαλάσσια νεοτεκτονικά ρήγματα στο νοτιοανατολικό Αιγαίο και τον κόλπο Gökova, αντίστοιχα. Η ζώνη διάτμησης προσδιορίζεται από τους Uluğ et al. (2005). Τα ηπειρωτικά ρήγματα της Κω προέρχονται από νέες παρατηρήσεις υπαίθρου και από επανεξέταση του 1:50.000 γεωλογικού χάρτη του IGME (1998). Οι μηχανισμοί γένεσης προέρχονται από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (από το 2012) (από Sboras et al., 2020).

8.5.2.1 Το νησί της Κω και η ευρύτερη περιοχή

8.5.2.1.1. Υποθαλάσσια περιοχή

Οι υποθαλάσσιες έρευνες νότια και δυτικά της Κω (Nomikou & Papanikolaou, 2010; Pe-Piper et al., 2005) αποκάλυψαν αρκετά συστήματα ρηγμάτων με διαφορετικούς προσανατολισμούς (Εικόνα 8.5.2.2): Συστήματα ρηγμάτων i) ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης, ii) ΑΝΑ – ΔΒΔ παράταξης, iii) περίπου Β – Ν παράταξης, iv) Α – Δ παράταξης και v) ΒΑ – ΝΔ παράταξης. Στην πραγματικότητα, υπάρχει μία βαθμιαία αλλαγή της παράταξης κατά την κίνηση προς τα δυτικά, από ΑΒΑ – ΔΝΔ σε ΒΑ – ΝΔ, ενώ τα ΑΝΑ – ΔΒΔ παράταξης ρήγματα που υπάρχουν γύρω από το δυτικό τμήμα της Κω επηρεάζουν επίσης την ηπειρωτική γεωμορφολογία. Σύμφωνα με τους Pe-Piper et al. (2005), αυτά τα ρήγματα αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια τριών διαδοχικών τεκτονικών φάσεων, οι οποίες έδρασαν από το Μειόκαινο. Η τελευταία από αυτές τις φάσεις, η οποία είναι ακόμη ενεργή από το Άνω Πλειόκαινο, είναι υπεύθυνη για τα ΒΑ

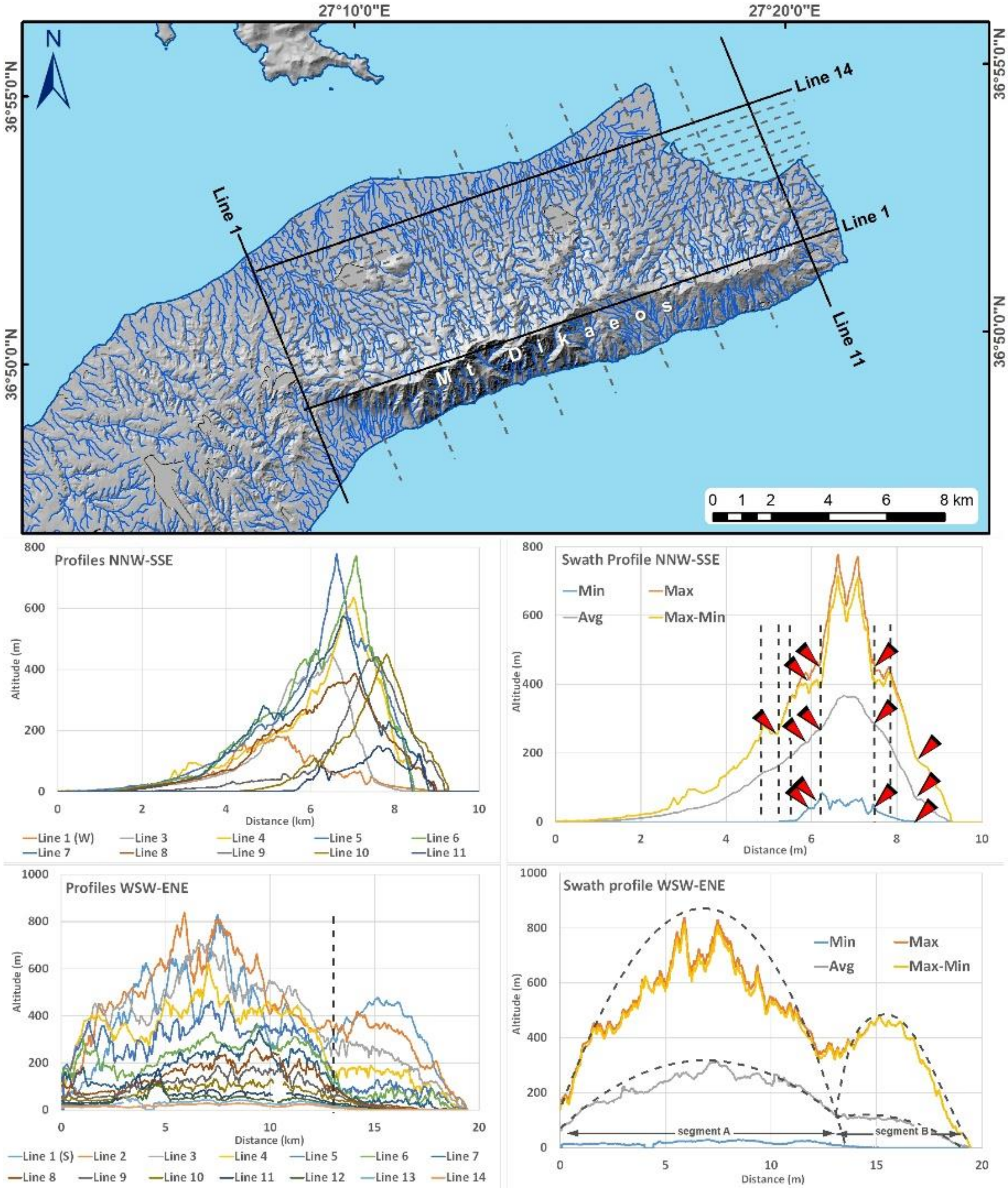
– ΝΔ παράταξης αριστερόστροφα ρήγματα, ενώ σχηματίζει επίσης εκτατικές Riedel δομές.

8.5.2.1.2. Ηπειρωτική περιοχή

Το πιο σημαντικό μορφολογικό χαρακτηριστικό της Κω είναι το Όρος Δίκαιος, ένα επίμηκες ΑΒΑ – ΔΝΔ προσανατολισμού βουνό με το μέγιστο ύψος του στα 843 μέτρα από την επιφάνεια της θάλασσας (Sboras et al., 2020). Το Όρος Δίκαιος αποτελείται από Παλαιοζωικούς (το μισό του τμήμα στα δυτικά) και Μεσοζωικούς (το μισό του τμήμα στα ανατολικά) ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμούς (IGME, 1998). Περιορισμένα τμήματα του επωθημένου τεκτονικού καλύμματος του Γαβρόβου (ασβεστόλιθοι και φλύσχης ηλικίας Ανώτερου Ιουρασικού – Μέσου-Ανώτερου Ηωκαίνου) και της επωθημένης Ανώτερης Τεκτονικής Μονάδας (δολομίτες ηλικίας Κατώτερου Ιουρασικού – Κενομανίου, ασβεστόλιθοι και φυλλίτες – ψαμμίτες) μπορούν επίσης να βρεθούν κυρίως στο βόρειο τμήμα του βουνού (IGME, 1998). Το πεδινό τμήμα εκτείνεται στο βόρειο τμήμα της δυτικής Κω και αποτελείται από μεταλπικά ιζήματα.

Όπως προτείνουν οι Nomikou et al. (2018), οι δύο πλαγιές του Όρους Δίκαιος οριοθετούνται από ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, σχηματίζοντας ένα περίπου 20 χιλιομέτρων μήκους τεκτονικό κέρας. Αυτές οι ρηξιγενείς ζώνες από παράλληλα και αλληλεπικαλυπτόμενα τμήματα ρηγμάτων επηρεάζουν τοπικά το μορφολογικό ανάγλυφο. Μία αλλουβιακή πεδιάδα, περίπου 2,2 – 4,0 χιλιομέτρων πλάτους, εκτείνεται βόρεια της οροσειράς μέχρι τη βόρεια ακτογραμμή. Η νότια πλαγιά του Όρους Δίκαιος είναι τοπικά πιο απότομη από τη βόρεια, υποδεικνύοντας μία πιο γρήγορη ανύψωση κατά μήκος της νότιας πλευράς του νησιού. Οι δύο πλαγιές ανέπτυξαν παράλληλα υδρογραφικά δίκτυα, επάνω από τους αλπικούς και τους μεταλπικούς σχηματισμούς (Εικόνα 8.5.2.1.2.1). Τα βόρεια δίκτυα παρουσιάζουν εκτροπές ή ασύμμετρη ανάπτυξη, η οποία πολλές φορές οφείλεται σε τεκτονικά αίτια. Τα νότια δίκτυα, όπως ήταν αναμενόμενο, είναι πολύ μικρότερα και τοπικά πιο αραιά χωρίς κάποια αλλαγή στη διεύθυνση.

Από μορφοτεκτονικής άποψης, η βόρεια πλευρά κόβεται από μία σειρά παράλληλων, κανονικών ρηγμάτων που ελέγχουν το μέτωπο του βουνού. Τα προφίλ δέσμης κατά μήκος της βόρειας πλαγιάς (Εικόνα 8.5.2.1.2.1) παρουσιάζουν στενές τεκτονικές αναβαθμίδες και γωνιώδη σημεία μεταξύ των διαδοχικών αλληλεπικαλυπτόμενων ρηγμάτων που τρέχουν παράλληλα τους λόφους (Sboras et al., 2020). Η ανάπτυξη των κανονικών ρηγμάτων και οι διερευνήσεις της αλληλεπίδρασης, χρησιμοποιώντας τη σχέση μεταξύ του μήκους του ρήγματος και της μετατόπισης (Cartwright et al., 1995; Cowie & Scholz, 1992; Gupta & Scholz, 2000), έδειξε ότι η μεμονωμένη ανάπτυξη του ρήγματος παράγει μία περίπου ελλειπτική σωρευτική μετατόπιση κατά μήκος της παράταξης. Όταν ένα άλλο γειτονικό ανεξάρτητο τμήμα του ρήγματος ξεκινά να αλληλεπιδρά, διαταράσσεται το ελλειπτικό σχήμα τη μετατόπισης ενός ή δύο τμημάτων μέχρι τη διάρρηξη των δύο τμημάτων. Κατά μήκος της βόρειας πλαγιάς του Όρους Δίκαιος, τα γεωγραφικού μήκους προφίλ δέσμης παρουσιάζουν δύο ελλειπτικά σχήματα σωρευτικής μετατόπισης, υποδεικνύοντας την ύπαρξη δύο τμημάτων του ρήγματος, ‘A’ και ‘B’ (Εικόνα 8.5.2.1.2.1). Στην πραγματικότητα, φαίνεται ότι το τμήμα ‘B’ τείνει να αλληλεπιδρά με το δυτικό τμήμα ‘B’. Παρόμοιο τεκτονικό μοτίβο συναντάται επίσης στη νότια πλαγιά του Όρους Δίκαιος. Τα προφίλ δέσμης κάθετα προς την πλαγιά υποδεικνύουν την ύπαρξη ενός ΝΝΑ-κλίσης κανονικού ρήγματος. Λαμβάνοντας υπόψη την ύπαρξη ενός παράλληλου προς την ακτή, υποθαλάσσιου ρήγματος (Nomikou & Papanikolaou, 2010), και συγκρίνοντας τις κλίσεις της βόρειας και της νότιας πλευράς, προκύπτει επίσης το γεγονός ότι λαμβάνει χώρα μία ταχύτερη ανύψωση κατά μήκος του νότιου τμήματος του νησιού.



Εικόνα 8.5.2.1.2.1. (Επάνω) Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου (DEM) (ανάλυση 5 μέτρων από το Ελληνικό Κτηματολόγιο) του ανατολικού τμήματος της Κω. Το υδρογραφικό δίκτυο παράγεται αυτόματα, πραγματοποιώντας ορισμένες διορθώσεις. Οι διακεκομμένες γραμμές ανταποκρίνονται στα παρακάτω τοπογραφικά προφίλ δέσμης. (Κάτω) Τοπογραφικά, γεωγραφικού μήκους προφίλ δέσμης (ΔΝΔ – ΑΒΑ) και εγκάρσια στην Οροσειρά Δίκαιος. Στα δεξιά παρουσιάζονται οι ελάχιστες, οι μέσες, οι μέγιστες και οι μέγιστες μείον τις ελάχιστες τιμές των προφίλ δέσμης. Τα κόκκινα βέλη και οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές στο ΒΒΔ – ΝΝΑ προφίλ δέσμης σημειώνουν τις θέσεις των ρηγμάτων και τις τεκτονικές αναβαθμίδες, αντίστοιχα (από Sboras et al., 2020).

8.5.2.2. Ο κόλπος Gökova

Ο κόλπος Gökova είναι μία Α – Δ παράταξης τεκτονική τάφρος (Yilmaz et al., 2000) ηλικίας Ανώτερου Πλειόκαινου – Κατώτερου Πλειστόκαινου και βρίσκεται μεταξύ των χερσονήσων Bodrum και Datça, ενώ εκτείνεται για περίπου 100 χιλιόμετρα σε έναν Α – Δ άξονα με άνοιγμα Β – Ν διεύθυνσης, περίπου 25 χιλιομέτρων. Τα ηπειρωτικά κανονικά ρήγματα εντοπίζονται κατά μήκος τόσο των βόρειων όσο και των νότιων περιθωρίων του κόλπου Gökova (Εικόνα 8.5.2.2; Altunel et al., 2003; Gürer & Yilmaz, 2002; Yilmaz et al., 2000). Το βόρειο περιθώριο (χερσόνησος Bodrum) χαρακτηρίζεται από ένα στενό γραμμικό ορεινό μέτωπο, το οποίο κόβεται από Α – Δ και ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρήγματα. Το νότιο περιθώριο (χερσόνησος Datça) παρουσιάζει ένα πολύ πιο υποτονικό ανάγλυφο και ένα μικρότερο αριθμό ρηγμάτων. Με βάση τους υπολογισμούς των μηχανισμών γένεσης, οι Yolsal-Çevikbilen et al. (2014) αναγνώρισαν μόνο εκτατική τεκτονική με μία μικρή παρουσία συνιστώσας οριζόντιας μετατόπισης και άξονα Τ με διεύθυνση να κυμαίνεται μεταξύ Β – Ν και ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης.

Οι υποθαλάσσιες έρευνες στον κόλπο Gökova αποκάλυψαν έναν τεκτονικά επηρεασμένο πυθμένα (Işcan et al., 2013; Hülya Kurt et al., 1999; Ocakoğlu et al., 2018; Tur et al., 2015; Uluğ et al., 2005). Οι Tur et al. (2015) υπολόγισαν ένα μέσο ρυθμό κατάπτωσης του κόλπου ίσο περίπου με 0,8 χιλιοστά/έτος και μία αριστερόστροφη περιστροφή 1,5 μοιρών, κατά τη διάρκεια των τελευταίων 500 χιλιάδων ετών για το ανατολικό τμήμα του κόλπου και 3 μοιρών κατά τη διάρκεια των τελευταίων 1,5 εκατομμυρίων ετών για το δυτικό τμήμα. Επίσης, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το δυτικό τμήμα της τεκτονική τάφρου Gökova είναι παλαιότερο και καταπίπτει γρηγορότερα από το ανατολικό. Με βάση τα προφίλ σεισμικής ανάκλασης και την πολυακτινική βαθυμετρία, οι συγγραφείς αναγνώρισαν τρεις διακριτούς προσανατολισμούς ρηγμάτων στην περιοχή, τόσο υποθαλάσσια όσο και χερσαία, με σημαντική μορφολογική έκφραση: i) ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρήγματα που οριοθετούν τα περιθώρια των υποθαλάσσιων ρομβοειδών λεκανών, ii) ευρέως εντοπιζόμενα Α – Δ παράταξης μικρής γωνίας κανονικά ρήγματα που οριοθετούν τη σημερινή ακτογραμμή και τις μορφολογικές δομές στο δυτικό τμήμα του κόλπου, και iii) τα ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης κανονικά ρήγματα που παρουσιάζονται κατά μήκος της βόρειας ακτογραμμής του κόλπου. Οι Işcan et al. (2013) υποστηρίζουν ότι οι μορφολογικές δομές του θαλάσσιου πυθμένα είναι το αποτέλεσμα της συμπιεστικής παραμόρφωσης λόγω της παρουσίας διατμητικών ρηγμάτων. Σύμφωνα με τους Kurt et al. (1999), η πιο σημαντική τεκτονική δομή στον κόλπο είναι το υποθαλάσσιο, κλίσης προς Β, (μικρής γωνίας) ληστρικό, τυφλό κανονικό ρήγμα ‘Datça’, το οποίο οριοθετεί το νότιο περιθώριο. Οι συγγραφείς, και αργότερα οι Uluğ et al. (2005), πρότειναν ότι το ρήγμα ‘Datça’ είναι υπεύθυνο για το άνοιγμα του κόλπου από το Ανώτερο Μειόκαινο – Πλειόκαινο, αλλά η δραστηριότητά του έχει επιβραδυνθεί, δίνοντας χώρο στα ΔΒΔ – ΑΝΑ και τα κύρια Α – Δ παράταξης ρήγματα να αναπτυχθούν στο υπερκείμενο τέμαχος του ρήγματος. Επιπλέον, οι Tur et al. (2015) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το ρήγμα ‘Datça’ είναι ανενεργό από το Ανώτερο Πλειόκαινο. Αντιθέτως, με βάση τα σεισμολογικά δεδομένα, οι Rontogianni et al. (2011) διαφωνούν σχετικά με επιβράδυνση της δραστηριότητας, προτείνοντας ότι υπάρχει μία πιθανή σύνδεση μεταξύ ενός νέου ΒΑ – ΝΔ παράταξης αριστερόστροφου ρήγματος μετάθεσης, το Ρήγμα Μετάθεσης Gökova (GTF) και το ‘Ρήγμα της Κω’. Η ύπαρξη του GTF στο μέσο του κόλπου προτάθηκε αρχικά από τους Uluğ et al. (2005) και αργότερα υποστηρίχθηκε από άλλους ερευνητές (Işcan et al., 2013; Ocakoğlu et al., 2018). Αυτό το τεκτονικό χαρακτηριστικό θεωρείται παρόμοιο με την παράλληλη, αριστερόστροφη ζώνη διάτμησης Fethiye-Bordur (Elitez et al., 2016; Hall et al., 2014; Ocakoğlu, 2012; Taymaz & Price, 1992; ten Veen, 2004), η οποία βρίσκεται μόνο μερικές δεκάδες χιλιόμετρα ανατολικότερα. Από την άλλη πλευρά, οι Tur et al. (2015) προτείνουν ότι αυτήν η ΒΑ – ΝΔ παράταξης δομή στον κόλπο παρερμηνεύεται και αντιπροσωπεύει τη συνέχιση ενός σημαντικού τοξοειδούς κανονικού ρήγματος. Μία διττή ερμηνεία προτείνεται από τους Ocakoğlu et al. (2018) για τα ΒΑ – ΝΔ παράταξης μορφολογικά χαρακτηριστικά, εκτός από την ύπαρξη του GTF: i) τα ρήγματα ανατολικά της Κω είναι η συνέχιση των Α – Δ παράταξης κανονικών ρηγμάτων στο εσωτερικό τμήμα του κόλπου που διατηρούν τον κινηματικό τους χαρακτήρα, και ii) τα ρήγματα που κινούνται προς το μέσο του κόλπου γίνονται ξαφνικά αριστερόστροφα οριζόντιας μετατόπισης, κόβοντας και μετατοπίζοντας τα Α – Δ παράταξης κανονικά ρήγματα, θεωρώντας ότι είναι νεότερες δομές. Ωστόσο, δεν εξηγείται ο λόγος της ξαφνικής αλλαγής της κινηματικής αυτών των δύο ομάδων ρηγμάτων. Από τα παραπάνω είναι προφανές ότι υπάρχουν πολλές τεκτονικές ερμηνείες για τον κόλπο Gökova. Η ποικιλία των τοπικών μηχανισμών γένεσης (Εικόνα 8.5.2.2) υποστηρίζει την ύπαρξη διαφόρων ρηγμάτων, τόσο με όρους κινηματικής (κυμαίνονται μεταξύ σχεδόν πλάγιας-αριστερής οριζόντιας μετατόπισης και κάθετης κλίσης κίνηση), όσο και γεωμετρίας (διάφορες διευθύνσεις ρηγμάτων, από Α – Δ έως ΒΑ – ΝΔ, ή ακόμα Β – Ν στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης) (Sboras et al., 2020).

8.5.3. Η σεισμική ακολουθία του 2017

8.5.3.1. Σεισμολογικά δεδομένα

Το κύριο σεισμικό γεγονός συνέβη στις 20 Ιουλίου 2017, στις 22:31:11.0 (UTC), ενώ προηγήθηκε (21 λεπτά νωρίτερα) ένας προσεισμός (M_L 2.9) κοντά στο επίκεντρο του κύριου σεισμικού γεγονότος. Πολυάριθμοι μετασεισμοί ακολούθησαν, ο ισχυρότερος εκ των οποίων συνέβη στις 8 Αυγούστου, με μέγεθος M_w 5.3.

Οι παράμετροι της πηγής του κύριου σεισμικού γεγονότος, οι οποίες δίνονται από τις επιλύσεις των τανυστών ροπής του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, παρουσιάζονται στον Πίνακα 8.5.3.1.1. Η επίλυση προτείνει την ύπαρξη Α – Δ παράταξης, μέτριας κλίσης, κανονικό ρήγμα και είναι συμβατή με άλλους προτεινόμενους μηχανισμούς γένεσης (KOERI, USGS, GFZ, GCMT, INGV, UoA και AUTh). Παρόλα αυτά, μόνο ο τανυστής ροπής δεν είναι αρκεί για να επιλύσει ποιο επίπεδο ρήγματος είναι υπεύθυνο για το κύριο σεισμικό γεγονός (Sboras et al., 2020).

Πίνακας 8.5.3.1.1. Επίλυση του τανυστή ροπής για το κύριο σεισμικό γεγονός της 20ης Ιουλίου 2017 από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (από Sboras et al., 2020)

Event	Centroid Lat (° N)	Centroid Long (° E)	Centroid depth (km)	M_w	M_0 (Nm)	N.P.1 Strike (°)	N.P.1 Dip (°)	N.P.1 Rake (°)	N.P.2 Strike (°)	N.P.2 Dip (°)	N.P.2 Rake (°)	P-axis Azimuth (°)	P-axis Plunge (°)	T-axis Azimuth (°)	T-axis Plunge (°)
July 20, 2017 Mainshock	36.9585	27.415	6	6.6	8.928 E18	265	43	-102	102	48	-79	76	81	184	3

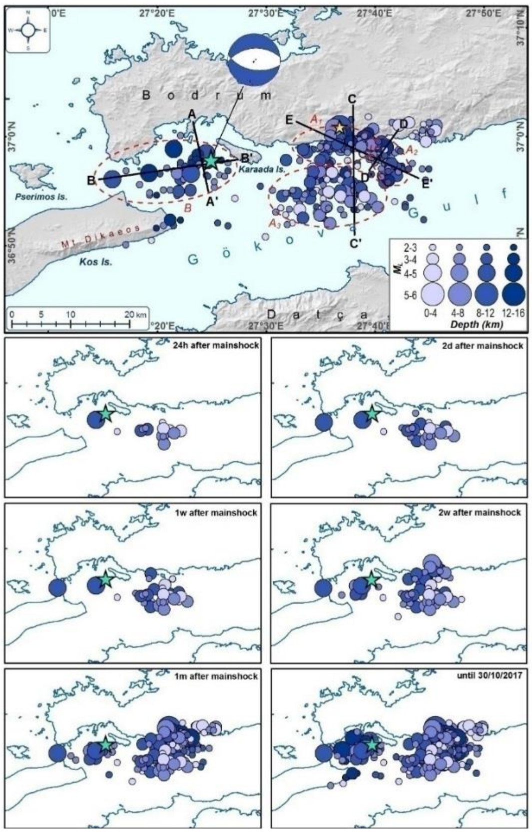
Πραγματοποιήθηκε η επανατοποθέτηση της σεισμικής ακολουθίας της Κω, χρησιμοποιώντας συνδυαζόμενα δεδομένα φάσης P- και S- κυμάτων από τα δίκτυα HUSN (Hellenic Unified Seismograph Network) και KOERI (Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute). Κατά την περίοδο 5/7/2017 έως 31/10/2017 καταγράφηκαν περισσότερα από 11.000 γεγονότα στην ευρύτερη περιοχή του κύριου σεισμού. Το αρχικό σύνολο δεδομένων αποτελούταν από περισσότερες από 110.000 P και 47.000 S φάσεις, οι οποίες καταγράφηκαν από τους σταθμούς των δικτύων HUSN και KOERI.

Ο μη γραμμικός αλγόριθμος θέσης NonLinLoc (Lomax et al., 2000) χρησιμοποιήθηκε για τη διαδικασία τοποθέτησης των γεγονότων. Η Συνάρτηση Μεταγενέστερης Πυκνότητας (Posterior Density Function – PDF) της επίλυσης υπολογίζεται χρησιμοποιώντας τη συνάρτηση πιθανοτήτων ίσου – διαφορικού χρόνου (EDT) (Font et al., 2004), με την οποία η διαφορά χρόνου διαδρομής μεταξύ των παρατηρούμενων και των συνθετικών χρόνων διαδρομής υπολογίζεται για ζευγάρια σταθμών, σε αντίθεση με τις τυπικές μεθοδολογίες ελαχίστων τετραγώνων. Το πλεονέκτημα αυτής της μεθόδου είναι ότι η επίλυση είναι ανεξάρτητη από το χρόνο γένεσης και συνεπώς το πρόβλημα μειώνεται σε μία τρισδιάστατη αναζήτηση στο χώρο. Επιπλέον, αυτήν η μεθοδολογία καθιστά δυνατό τον εντοπισμό εσφαλμένων δεδομένων και την εξαίρεσή τους από την επίλυση της τελικής τοποθέτησης. Η αναζήτηση για τη βέλτιστη τοποθεσία πραγματοποιείται σε ολόκληρο τον χώρο, χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο δειγματοληψίας σημασίας Oct-tree (Lomax & Curtis, 2001), ο οποίος χρησιμοποιεί αναδρομικές υποδιαιρέσεις ενός χώρου κανάβου. Αυτό εξαλείφει το ζήτημα του σφάλματος τοποθέτησης, λόγω των τοπικών ελαχίστων στην PDF.

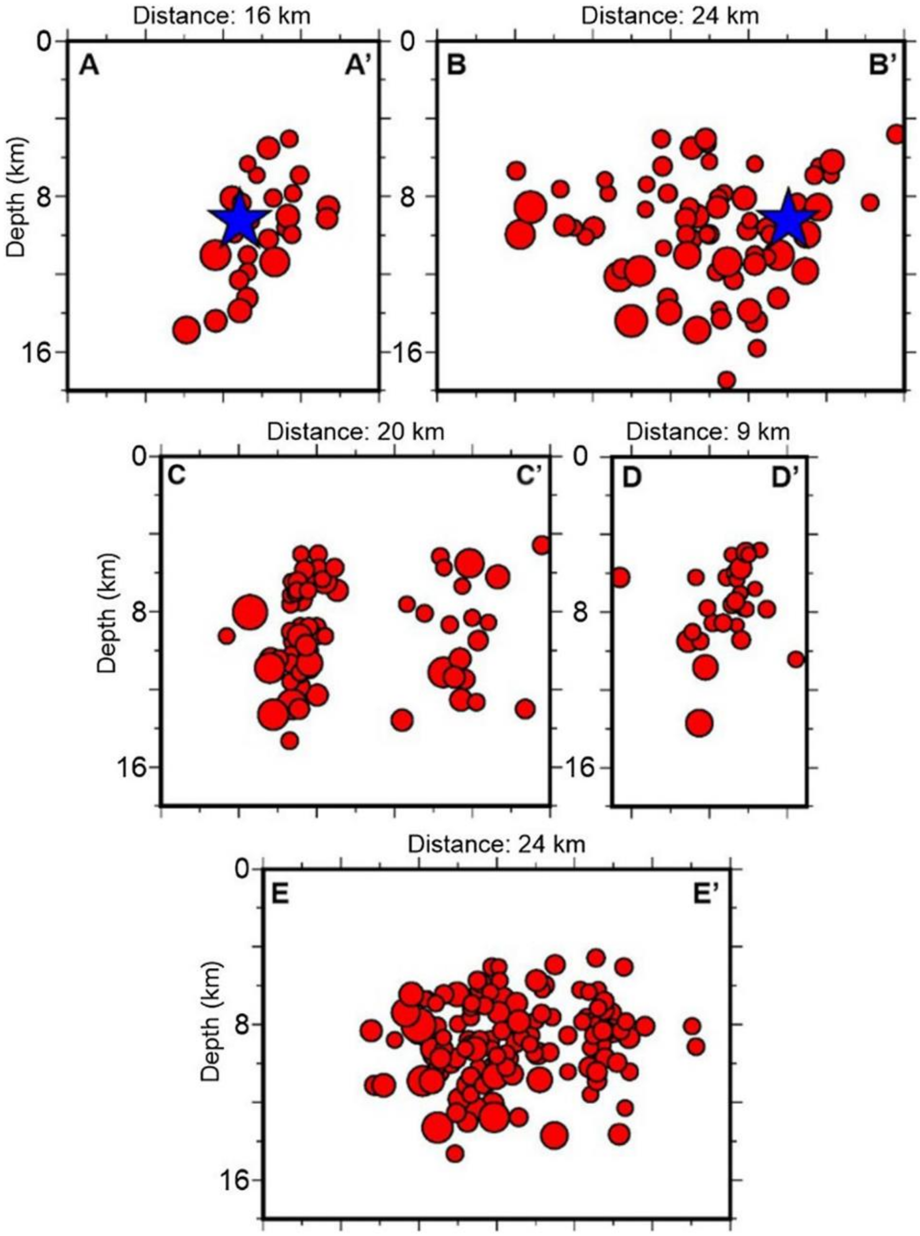
Η διαδικασία της επανατοποθέτησης βασίστηκε στο1-D μοντέλο ταχύτητας, το οποίο προτάθηκε από τους Panagiotopoulos et al. (1985). Στο τελικό σύνολο δεδομένων (Εικόνα 8.5.2.2) επιλέχθηκαν όλα τα γεγονότα με περισσότερες από 15 φάσεις, τα οποία τοποθετήθηκαν με αζιμουθιακό κενό < 180 μοίρες, RMS τοποθέτηση < 1 δευτερόλεπτο και οριζόντια και κάθετα σφάλματα < 2,5 χιλιόμετρα.

Η επανατοποθέτηση των υποκέντρων αποκαλύπτει δύο κύριες ομάδες (Εικόνα 8.5.3.1.1), μία ανατολική και μία δυτική (ομάδες ‘A’ και ‘B’, αντίστοιχα), η οποία είναι σύμφωνη με τις αντίστοιχες των Karasözen et al. (2018) και Konca et al. (2019). Η ανατολική ομάδα μπορεί να διαιρεθεί σε τρεις υπο-ομάδες. Η υπο-ομάδα ‘A_1’ κατανέμεται κατά μήκος ενός Α – Δ άξονα για μια απόσταση μήκους σχεδόν 10 χιλιομέτρων και παρουσιάζει κλίση προς Β (προφίλ C-C’ στην Εικόνα 8.5.3.1.2). Η υπο-ομάδα ‘A_2’ είναι εφαπτόμενη στην ‘A_1’, αλλά κατανέμεται κατά μήκος ενός ΒΒΔ – ΝΝΑ άξονα για μικρότερη απόσταση (περίπου 7,5 χιλιόμετρα), παρουσιάζοντας κλίση προς ΒΑ (προφίλ C-C’ και D-D’ στην Εικόνα 8.5.3.1.2). Η υπο-ομάδα ‘A_3’ βρίσκεται νότια των προηγούμενων δύο, είναι πιο αραιά και δεν παρουσιάζει κάποια συγκεκριμένη τάση. Η υπο-ομάδα ‘A_3’ είναι λιγότερο πυκνή και σαφώς διαχωρισμένη από τις ‘A_1’ και ‘A_2’ (προφίλ C-C’ στην Εικόνα 8.5.3.1.2).

Η δυτική ομάδα ‘B’ εκτείνεται για σχεδόν 16 χιλιόμετρα (προβολή χάρτη στην Εικόνα 8.5.3.1.1 και προφίλ B-B’ στην Εικόνα 8.5.3.1.2) σε μία περίπου Α – Δ κατεύθυνση και με μία σαφή κλίση προς Β (προφίλ A-A’ στην Εικόνα 8.5.3.1.2), αντιπροσωπεύοντας ταυτόχρονα το μήκος διάρρηξης του κύριου σεισμικού γεγονότος.

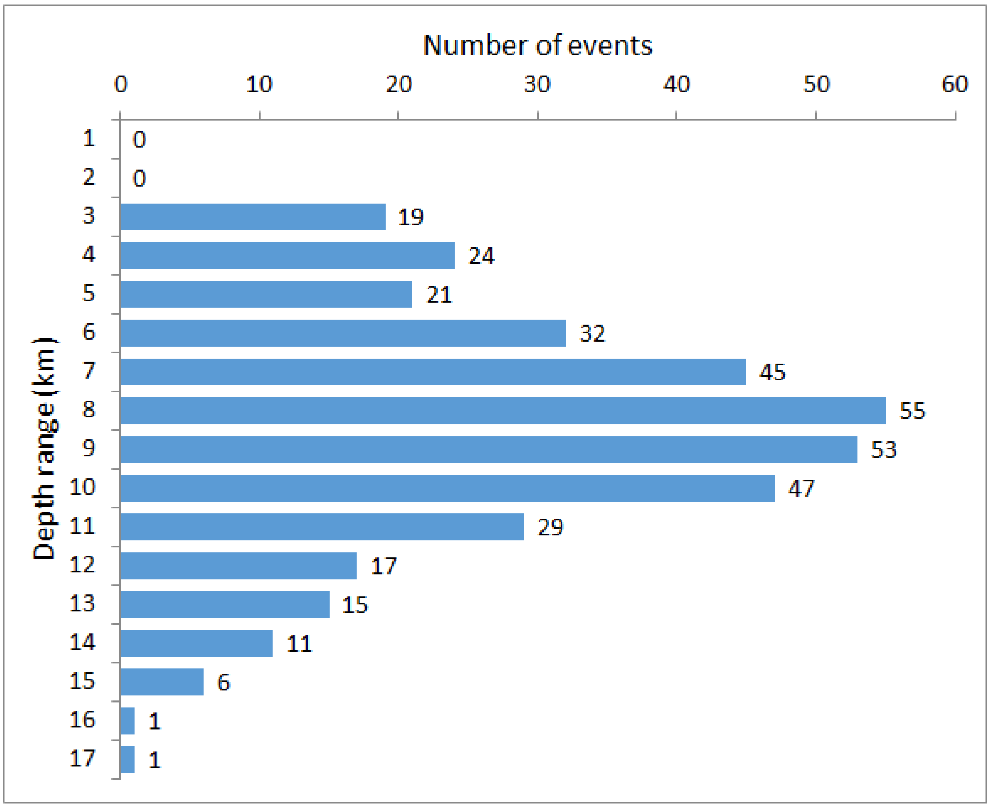


Εικόνα 8.5.3.1.1. (Πάνω) Υποκεντρική επανατοποθέτηση της σεισμικής ακολουθίας του 2017 (μετά από Sboras et al., 2018). Τα ανοιχτόχρωμα μπλε και κίτρινα αστέρια δείχνουν το κύριο γεγονός και το δεύτερο ισχυρότερο γεγονός. Οι μηχανισμοί γένεσης του κύριου γεγονότος προέρχονται από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών. Τρεις υπο-ομάδες (A_1, A_2 και A_3) διακρίνονται ανατολικά του νησιού Karaada και η κύρια ομάδα B γύρω από την επικεντρική περιοχή, δυτικά του νησιού Karaada (διακεκομμένες κόκκινες ελλείψεις). Οι γραμμές διαδρομής αντιστοιχούν στα κατακόρυφα προφίλ της Εικόνας 8.5.3.1.2. (Κάτω) Χωρο-χρονική μετασεισμική εξέλιξη μία μέρα (24h), δύο μέρες (2d), μία εβδομάδα (1w), δύο εβδομάδες (2w), ένα μήνα (1m) και μέχρι 30/10/2017 (ανοιχτόχρωμο μπλε αστέρι = κύριο σεισμικό γεγονός) (από Sboras et al., 2020).



Εικόνα 8.5.3.1.2. Κατακόρυφη υποκεντρική κατανομή κατά μήκος των διαδρομών που παρουσιάζονται στην Εικόνα 8.5.3.1.1. Το μπλε αστέρι αντιστοιχεί στο κύριο σεισμικό γεγονός (από Sboras et al., 2020).

Η κατακόρυφη κατανομή της ακολουθίας υποδηλώνει ότι ο μέγιστος αριθμός των γεγονότων έλαβαν χώρα σε βάθη 8 – 9 χιλιομέτρων (28,7% των συνολικών μετασεισμών). Εκτός από την υπο-ομάδα ‘A_2’, όλες οι άλλες υπο-ομάδες φτάνουν σε μέγιστα βάθη περίπου 15 χιλιομέτρων (Sboras et al., 2020). Τα επανατοποθετημένα υποκεντρικά βάθη του κύριου σεισμικού γεγονότος και του ισχυρότερου μετασεισμικού γεγονότος υπολογίζονται στα 9,3 και 8,0 χιλιόμετρα, αντίστοιχα.



Εικόνα 8.5.3.1.3. Κατανομή των βαθών των μετασεισμών της Κω – Bodrum ακολουθίας του 2017 (ιστόγραμμα). Ο μέγιστος αριθμός των γεγονότων βρίσκεται σε ένα βάθος 8-9 χιλιομέτρων, όπου τα υποκεντρικά βάθη του κύριου σεισμικού γεγονότος και του ισχυρότερου μετασεισμικού γεγονότος έχουν επανατοποθετηθεί (9,3 χιλιόμετρα και 8,0 χιλιόμετρα, αντίστοιχα) (από Sboras et al., 2020).

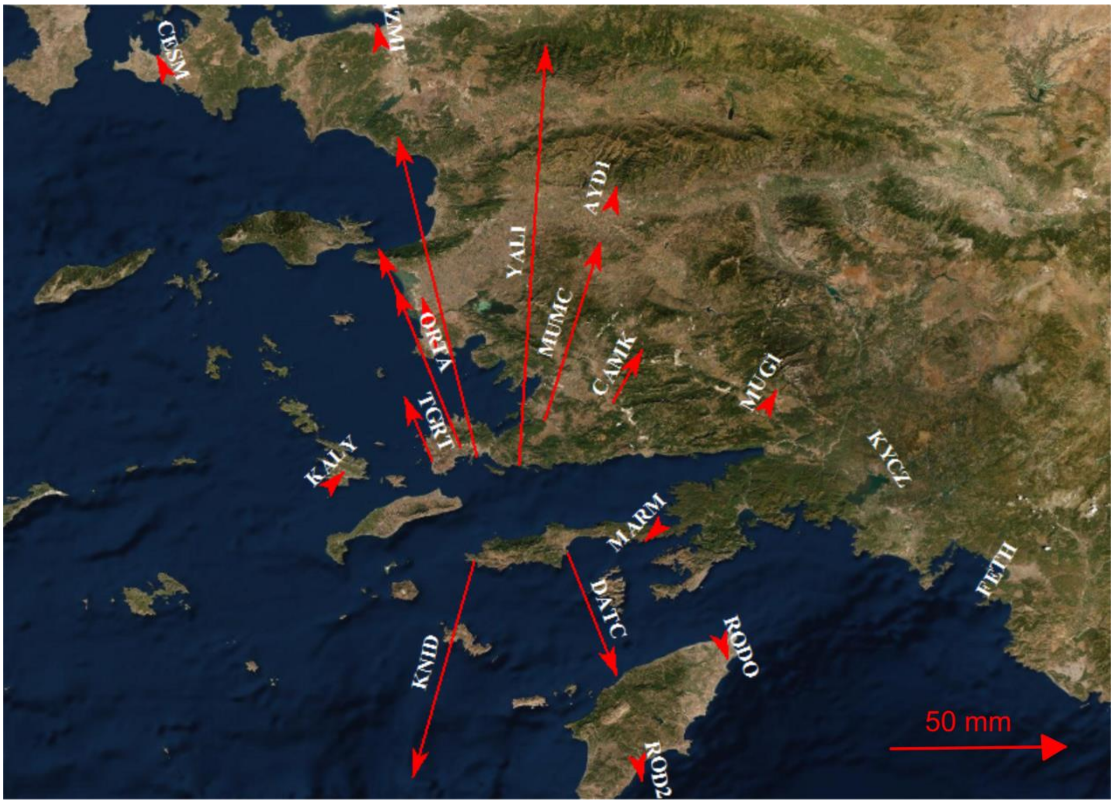
Η χωρο-χρονική εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας (Εικόνα 8.5.3.1.1) δείχνει ότι μία μέρα μετά το γεγονός, άρχισε να αναπτύσσεται μόνο η υπο-ομάδα ‘A_3’, ενώ η ομάδα ‘Β’, δηλαδή η επικεντρική περιοχή, είναι πολύ φτωχότερη σε γεγονότα. Αυτήν η αντίθεση συνεχίζεται για σχεδόν μία εβδομάδα, μετά από την οποία η υπο-ομάδα ‘A_1’ άρχισε να αναπτύσσεται, ενώ η ομάδα ‘Β’ έγινε πλουσιότερη. Περίπου ένα μήνα μετά το κύριο γεγονός όλες οι ομάδες και οι υπο-ομάδες είχαν αναπτυχθεί επαρκώς (Sboras et al., 2020). Η χωρο-χρονική εξέλιξη υποδεικνύει διαφορετική συμπεριφορά στην ανάπτυξη των ομάδων, η οποία πιθανώς οφείλεται σε φόρτωση της τάσης και τη διαδοχική επανενεργοποίηση διαφόρων τεκτονικών δομών.

8.5.3.2. Γεωδαιτικά δεδομένα, βασισμένα στις καταγραφές GPS/GNSS σταθμών

Η χρήση της δορυφορικής γεωδαισίας αποτελεί έναν αξιόπιστο τρόπο εκτίμησης της παραμόρφωσης του ανώτερου φλοιού και σχετίζεται με τη δραστηριότητα ενεργών ζωνών ή τη δράση ενός σεισμικού γεγονότος (Sboras et al., 2020). Ειδικότερα, η περιοχή μελέτης παρακολουθείται από ένα πυκνό GPS/GNSS δίκτυο, το οποίο περιλαμβάνει 10 μόνιμους (7 στην τουρκική και 3 στην ελληνική περιοχή) και 5 προσωρινούς σταθμούς (Εικόνα 8.5.3.2.1; Tiryakioğlu et al., 2018).

Οι καταγεγραμμένες συσεισμικές μετατοπίσεις κοντά στην επικεντρική περιοχή είναι σημαντικές, παρουσιάζοντας τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 19 και 153 χιλιοστών για τη συνιστώσα προς το βορρά, ενώ οι τιμές για την αντίστοιχη συνιστώσα προς την ανατολή κυμαίνονται μεταξύ 9,2 και 39,4 χιλιοστών (Tiryakioğlu et al., 2018). Η ερμηνεία αυτών των μετρήσεων υποδεικνύει ότι το κύριο γεγονός αναπτύσσεται σε μία Β – Ν παράταξης κίνηση, η οποία είναι σύμφωνη με το Β – Ν εκτατικό καθεστώς της περιοχής. Ως εκ τούτου, μπορούν να συσχετιστούν με ένα Α – Δ παράταξης, κανονικό σεισμικό ρήγμα (Tiryakioğlu et al., 2018). Επιπλέον, η επίδραση της συσεισμικής μετατόπισης στην κατακόρυφη συνιστώσα ήταν περιορισμένη, ενώ οι σταθμοί που βρίσκονται σε απόσταση 50 χιλιομέτρων ή μεγαλύτερη από το επίκεντρο του κύριου σεισμικού γεγονότος κατέγραψαν μικρότερες τιμές (Tiryakioğlu et al., 2018).

Όπως φαίνεται στην Εικόνα 8.5.3.2.1, οι διευθύνσεις των διανυσμάτων είναι αντίθετες, εκατέρωθεν του κόλπου Gökova, γεγονός το οποίο υποδεικνύει την παρουσία ενός ρήγματος στη συγκεκριμένη περιοχή. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονιστεί το γεγονός ότι δεν καθίσταται δυνατός ο προσδιορισμός του σεισμικού ρήγματος, λαμβάνοντας υπόψη τόσο τα σεισμολογικά όσο και τα γεωδαιτικά δεδομένα. Ειδικότερα, στην περίπτωση κατά την οποία προσδιορίζεται με ακρίβεια η θέση του σεισμικού ρήγματος με βάση τα σεισμολογικά δεδομένα, παρατηρούνται σημαντικά σφάλματα στα αποτελέσματα των γεωδαιτικών δεδομένων, ενώ και στην αντίστροφη περίπτωση, κατά την οποία το σεισμικό ρήγμα προσδιορίζεται με βάση τα γεωδαιτικά δεδομένα, εντοπίζονται σημαντικά σφάλματα στα αποτελέσματα των σεισμολογικών δεδομένων (Sboras et al., 2020). Ως εκ τούτου, επιχειρήθηκε η εφαρμογή μίας μέσης λύσης για τον προσδιορισμό του σεισμικού ρήγματος, δίνοντας ωστόσο μεγαλύτερη έμφαση στα σεισμολογικά δεδομένα, τα οποία είναι πρωτογενή, και μικρότερη στα γεωδαιτικά δεδομένα, τα οποία προέρχονται από βιβλιογραφικές αναφορές (Tiryakioğlu et al., 2018).



Εικόνα 8.5.3.2.1. Συσεισμικές μετατοπίσεις, καταγεγραμμένες από σταθμούς GPS/GNSS (από Sboras et al., 2020).

8.5.3.3. Αποτελέσματα εδαφικής παραμόρφωσης

Πρωτογενή αποτελέσματα εδαφικής παραμόρφωσης δεν παρατηρήθηκαν ούτε στο νησί της Κω ούτε στην τουρκική ακτή. Ωστόσο, αρκετά δευτερογενή αποτελέσματα καταγράφηκαν και στις δύο περιοχές.

Στο νησί της Κω, τα δευτερογενή αποτελέσματα εδαφικής παραμόρφωσης περιορίστηκαν στο ανατολικό τμήμα του νησιού (Papathanassiou et al., 2019; Sboras et al., 2018). Αυτά τα αποτελέσματα περιελάμβαναν φαινόμενα σχετικά με τη ρευστοποίηση (κυρίως ηφαίστεια άμμου) και δευτερογενείς εδαφικές ρωγμές. Οι κατολισθήσεις και οι καταπτώσεις βράχων ήταν περιορισμένες και δεν παρατηρήθηκαν πρωτογενείς εδαφικές διαρρήξεις.

Κατά μήκος της τουρκικής ακτής, υπάρχει η πληροφορία μόνο για την παρουσία κυμάτων tsunami. Σύμφωνα με τις έρευνες υπαίθρου (Dogan et al., 2019), ένα κύμα tsunami χτύπησε τη νότια ακτή της χερσονήσου Bodrum, προκαλώντας ζημιές. Η μέγιστη επίδραση καταγράφηκε στον κόλπο Bay (δυτικά της πόλης Bodrum). Στο νησί της Κω, καταγράφηκε κύμα tsunami, ύψους 1,5 μέτρων, στην περιοχή του λιμανιού (Dogan et al., 2019).

8.5.3.4. Μοντελοποίηση της πηγής

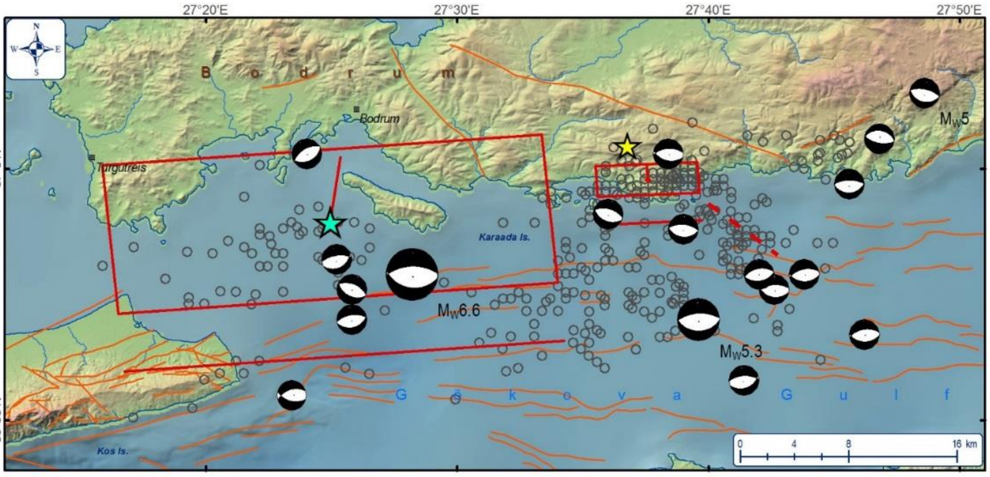
Το προτιμώμενο σεισμικό μοντέλο που προτάθηκε από τους Kiratzi & Koskosidi (2018) υποδεικνύει, αλλά όχι αποκλειστικά, ένα Ν-κλίσης (κλίση περίπου 50 μοίρες) επίπεδο ρήγματος με δύο ρηχά τμήματα ολίσθησης, μία μέση ολίσθηση 50 εκατοστών, διαστάσεις επιπέδου περίπου 30 χιλιόμετρα (μήκος) επί 15 χιλιόμετρα (πλάτος με κλίση προς τα κάτω) και ένα $\mathrm{M_0} = 1{,}214 \times 10^{19}$ Nm (Πίνακας 8.5.3.4.1). Η επιλογή του Ν-κλίσης επιπέδου ρήγματος βασίστηκε στη μορφολογία και την έρευνα των Ocakoğlu et al. (2018). Αυτό το μοντέλο είναι αντίθετο με την τάση Β-κλίσης της χωρικής κατανομής των μετασεισμών. Το λιγότερο προτιμώμενο μοντέλο των συγγραφέων είναι ένα Β-κλίσης επίπεδο ρήγματος (Πίνακας 8.5.3.4.1) στο οποίο οι τιμές μέγιστης ολίσθησης υπολογίζονται προς το δυτικό του τμήμα (Sboras et al., 2020).

Οι Ganas et al. (2019) μοντελοποίησαν μία ΒΒΑ-κλίσης, τυφλή σεισμική πηγή, μήκους 14 χιλιομέτρων, πλάτους 12,5 χιλιομέτρων και ανώτερο βάθος στα 2,5 χιλιόμετρα. Το μοντέλο τους βασίζεται κυρίως στις μετρήσεις GNSS και την ανάστροφη ανάλυση InSAR. Η σεισμική πηγή βρίσκεται μεταξύ των δύο ομάδων ‘Α’ και ‘Β’ των μετασεισμών (Εικόνα 8.5.3.1.1, πάνω) ως αποτέλεσμα της αύξησης της τάσης (ομάδες μετασεισμών εκτός του ρήγματος). Ωστόσο, η άνιση χωροχρονική εξέλιξη των δύο ομάδων (Εικόνα 8.5.3.1.1, κάτω) κάνει αυτό το σενάριο λιγότερο αξιόπιστο.

Το παρόν μοντέλο, το οποίο αρχικά δημοσιεύτηκε το 2018 (Sboras et al.) και τροποποιήθηκε ελαφρώς, βασίζεται κυρίως σε σεισμολογικά δεδομένα, όπως προαναφέρθηκε. Οι διαστάσεις της πηγής εκτιμώνται στα 26 χιλιόμετρα μήκος και 15 χιλιόμετρα πλάτος, χρησιμοποιώντας τις σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994). Η παράταξη, η κλίση και η κατεύθυνση ολίσθησης λαμβάνονται από το μηχανισμό γένεσης του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Πίνακας 8.5.3.1.1). Η κατακόρυφη θέση του επιπέδου του ρήγματος βασίζεται στην έλλειψη πρωτογενών εδαφικών διαρρήξεων και την κατακόρυφη κατανομή της δυτικής ομάδας ‘Β’, η οποία δείχνει ότι περιορίστηκε περίπου μεταξύ των βαθών των 4 και 14 χιλιομέτρων. Το επανατοποθετημένο υπόκεντρο του κύριου σεισμικού γεγονότος επίσης περιόρισε τη Β – Ν οριζόντια τοποθέτηση της πηγής. Η οριζόντια τοποθέτηση εξαρτάται από: i) την οριζόντια επανατοποθετημένη κατανομή των μετασεισμών και ii) την εδαφική παραμόρφωση που παρατηρήθηκε στο νοτιοανατολικό άκρο του νησιού της Κω, όπως αποκαλύφθηκε από τις εικόνες InSAR. Το ΒΒΔ-κλίσης τμήμα του ρήγματος κατά μήκος του βόρειου μετώπου του Όρους Δίκαιος (Κως) είναι πιθανότατα η επιφανειακή έκφραση του γεωλογικού ρήγματος, τμήμα του οποίου αποτελεί η σεισμική πηγή του κύριου σεισμικού γεγονότος του 2017. Μία μέση ολίσθηση της τάξεως των 0,68 μέτρων υπολογίζεται από το M_0, ενώ και οι διαστάσεις της πηγής υπολογίζονται με την εφαρμογή του τύπου του Aki (1966): $M_0 = \mu \times u \times L \times W$ (μ είναι το μέτρο διάτμησης, u είναι η μέση ολίσθηση, L είναι το μήκος και W είναι το πλάτος). Ως εκ τούτου, προτείνεται ένα Β-κλίσης επίπεδο κανονικού ρήγματος για το κύριο σεισμικό γεγονός. Το μοντέλο ελέγχθηκε επίσης από τους Sboras et al. (2018) μετά τη σύγκριση της θεωρητικής επιφανειακής παραμόρφωσης, η οποία βασίζεται στο μοντέλο Okada (1992), με την παραμόρφωση που υπολογίστηκε από τις εικόνες InSAR.

Πίνακας 8.5.3.4.1. Τα προτεινόμενα μοντέλα ρήγματος για το σεισμό της 20ης Ιουλίου 2017. ([1]) Βέλτιστο Ν-κλίσης μοντέλο, ([2]) βέλτιστο Β-κλίσης μοντέλο, ([3]) ομοιόμορφη ολίσθηση, ([4]) μεταβλητή ολίσθηση, ([5]) Β-κλίσης επίπεδο, ([6]) Ν-κλίσης επίπεδο (από Sboras et al., 2020)

No	Strike	Dip	Rake	Length (km)	Width (km)	Upper depth (km)	Average slip (m)	Reference
1	098.0°	~50.0°	-98.0	30.0	15.0	0	0.5-0.6	Kiratzi & Koskosidi (2018)[1]
2	284.0°	32.0°	-71.0	30.0	15.0	0	0.5-0.6	Kiratzi & Koskosidi (2018)[2]
3	095.0°	56.0°	-98.0	25.0	14.5	0	-	Saltogianni et al. (2017)
4	283.0°	37.0°	-75.0	14.0	12.5	2.5	2.03	Ganas et al. (2019)
5	274.9°	36.5°	-79.5	16.8	13.3	1.2	1.46	Karasözen et al. (2018)[3]
6	274.9°	36.5°	-79.5°	30.0	16.8	0	1.8	Karasözen et al. (2018)[4]
7	285.0°	39.0°	-73.0°	25.0	15.0	7.0	0.4	Heidarzadeh et al. (2017)[5]
8	84.0°	53.0°	-103°	25.0	15.0	7.0	0.4	Heidarzadeh et al. (2017)[6]
9	265.0°	43.0°	-102°	26.0°	15.0	4.0	0.68	Sboras et al. (2018)



Εικόνα 8.5.3.4.1. Χάρτης που δείχνει τα δύο μοντελοποιημένα σεισμικά ρήγματα (σεισμικές πηγές) των δύο ισχυρότερων σεισμικών γεγονότων κατά τη διάρκεια της Κως – Bodrum ακολουθίας του 2017. Το ορθογώνιο αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη προβολή του επιπέδου του ρήγματος. Η παράλληλη γραμμή αντιπροσωπεύει την προς τα επάνω προέκταση του επιπέδου του ρήγματος και την επιφάνεια του χάρτη. Η γραμμή στο κέντρο του επιπέδου του ρήγματος παρουσιάζει τη διεύθυνση ολίσθησης. Η διακεκομμένη, οδοντωτή γραμμή αντιστοιχεί σε ένα ΒΑ κλίσης ρήγμα, το οποίο εντοπίζεται από την κατανομή των υποκέντρων (υπο-ομάδα A_2). Οι μηχανισμοί γένεσης λαμβάνονται από το Ερευνητικό Κέντρο GFZ Potsdam (το πρώτο και το δεύτερο ισχυρότερο σεισμικό γεγονός είναι αναλογικά υπερμεγέθη). Τα επανατοποθετημένα επίκεντρα παρουσιάζονται με γκρι κύκλους. Το ανοιχτόχρωμο μπλε και κίτρινο αστέρι αντιστοιχούν στα επίκεντρα του κύριου και δεύτερου ισχυρότερου σεισμικού γεγονότος της ακολουθίας. Οι πορτοκαλί γραμμές αντιπροσωπεύουν τα γεωλογικά ρήγματα που αναγνωρίζονται στην περιοχή (από Sboras et al., 2020).

Οι δύο υπο-ομάδες A_1 και A_2 (Εικόνα 8.5.3.1.1) προφανώς ανταποκρίνονται σε δύο διαφορετικές ενεργές τεκτονικές δομές εντός του κόλπου Gökova. Η υπο-ομάδα A_1 περιλαμβάνει επίσης το δεύτερο ισχυρότερο σεισμικό γεγονός (M_w 5.3), το οποίο συνέβη στις 8 Αυγούστου και το υποκεντρικό βάθος του οποίου υπολογίζεται στα περίπου 8 χιλιόμετρα (Sboras et al., 2020). Παρόλο που το κεντροειδές επίκεντρο του Ερευνητικού Κέντρου GFZ βρίσκεται λίγα χιλιόμετρα νότια από το επανατοποθετημένο επίκεντρο, οι προτεινόμενες επιφάνειες ρήγματος αποκαλύπτουν μία Α – Δ παράταξη, σχεδόν κανονικού ρήγματος (Εικόνα 8.5.3.4.1). Δεδομένου ότι η υπο-ομάδα A_1 κλίνει προς Β (προφίλ C-C’, Εικόνα 8.5.3.1.1 και Εικόνα 8.5.3.1.2), το προτιμώμενο μοντέλο γι αυτό το σεισμικό γεγονός είναι ένα Β-κλίσης κανονικό ρήγμα (Πίνακας 8.5.3.4.2), το οποίο επίσης ταιριάζει με το υποθαλάσσιο τεκτονικό μοτίβο του κόλπου Gökova (Tur et al., 2015; Εικόνα 8.5.2.2). Η υπο-ομάδα A_2 οριοθετεί ένα ΒΔ – ΝΑ παράταξης ρήγμα, το οποίο κλίνει προς τα ΒΑ (Sboras et al., 2020). Ωστόσο, δεν υπάρχει κάποιο σημαντικό σεισμικό γεγονός ή κάποιος μηχανισμός γένεσης για να μοντελοποιηθεί αυτήν η τεκτονική δομή.

Πίνακας 8.5.3.4.2. Οι κύριες παράμετροι της σεισμικής πηγής των δύο ισχυρότερων σεισμών της σεισμικής ακολουθίας της Κω του 2017 (από Sboras et al., 2020).

Source	Strike	Dip	Rake	Length (km)	Width (km)	Min depth (km)	Max depth (km)	Average slip (m)	M_0 (Nm)
F1 (mainshock)	265	43	-102	26.0	15.0	4.0	14.2	0.68	9.0E+18
F21	267	63	-91	6.0	5.0	4.0	8.5	0.17	1.7E+17

8.5.4. Μεταβολές της στατικής τάσης Coulomb

8.5.4.1 Μεθοδολογική προσέγγιση

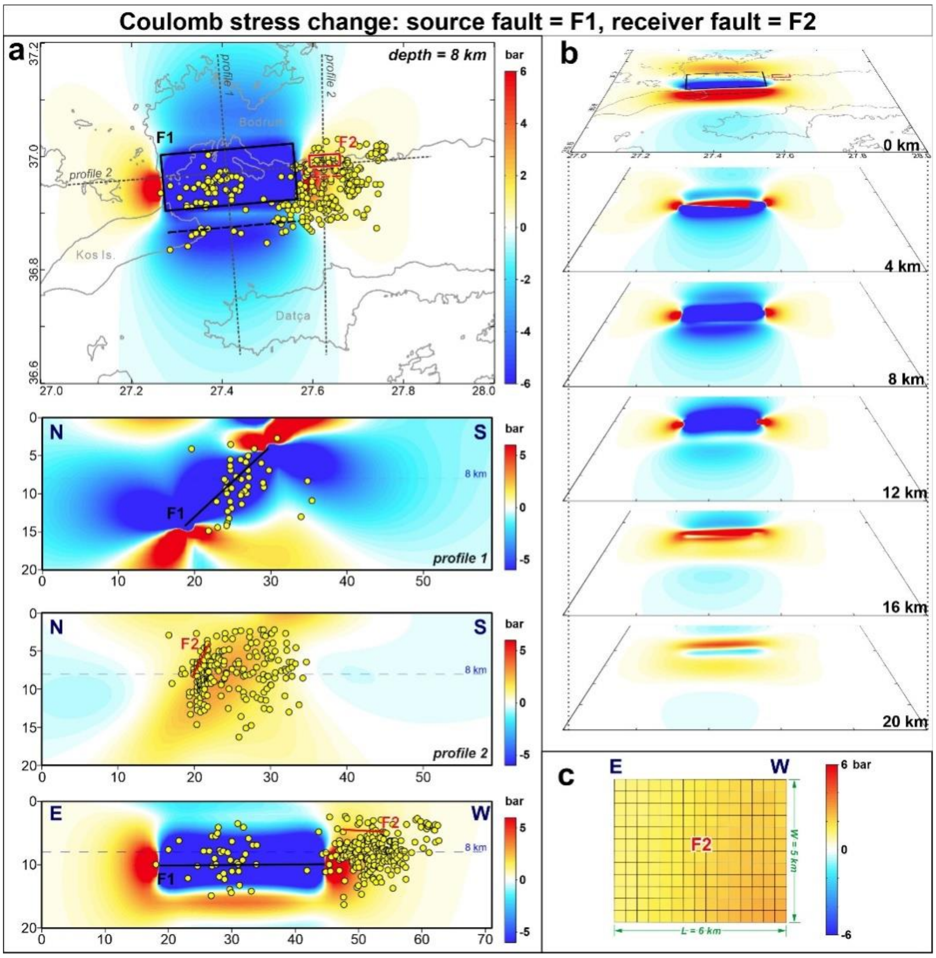
Το κριτήριο αστοχίας Coulomb χρησιμοποιήθηκε για δύο διαφορετικές περιπτώσεις:

Περίπτωση Α: Ο πρώτος στόχος είναι η εξέταση του τρόπου με τον οποίο το κύριο σεισμικό γεγονός επηρέασε τη μετασεισμική ακολουθία και ιδιαίτερα τον ισχυρότερο μετασεισμό, επιβεβαιώνοντας επίσης το μοντέλο του ρήγματος του κύριου σεισμικού γεγονότος. Ως εκ τούτου, χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο του ρήγματος F1, ως το μόνο ρήγμα ολίσθησης (ρήγμα ‘πηγή’) και το μοντέλο του ρήγματος F2, ως ρήγμα ‘δέκτης’ (Εικόνα 8.5.3.4.1 και Πίνακας 8.5.3.4.2) (Sboras et al., 2020). Επιπλέον, υπολογίστηκαν οι μεταβολές της τάσης Coulomb κοντά στο υποκεντρικό βάθος (περίπου 8 χιλιόμετρα) του ισχυρότερου μετασεισμού. Παρόλα αυτά, χρειάζονται επιπλέον υπολογισμοί προκειμένου να εξεταστεί η ολόκληρωμένη χωρική κατανομή της ακολουθίας

Περίπτωση Β: Με βάση τη γνώση για το σεισμοτεκτονικό καθεστώς (Εικόνα 8.5.2.2), τόσο της χερσαίας όσο και της υποθαλάσσιας περιοχής, επιχειρείται επίσης η εκτίμηση των πιθανών επιδράσεων ενεργοποίησης (ή καθυστέρησης) που προκλήθηκαν από τη συνδυαζόμενη επανενεργοποίηση των δύο μοντέλων ρηγμάτων F1 και F2. Με βάση το γεγονός ότι i) οι μεταβολές της τάσης εξαρτώνται από τη γεωμετρία (παράταξη και κλίση) και την κινηματική (κατεύθυνση ολίσθησης) των ρηγμάτων ‘δεκτών’, και ii) το κυρίαρχο σύστημα ρηγμάτων στην περιοχή είναι τα Α – Δ παράταξης κανονικά ρήγματα, υπολογίστηκαν οι μεταβολές της στατικής τάσης για το παραπάνω σύστημα ρηγμάτων ως ρήγματα ‘δέκτες’ (θεωρώντας μία μέση γωνία κλίσης 45 μοιρών) σε τρία διαφορετικά βάθη των 8, 10 και 12 χιλιομέτρων (Sboras et al., 2020). Επίσης, πρέπει να σημειωθεί ότι η διεύθυνση κλίσης δεν αλλάζει σημαντικά το μοτίβο της μεταβολής της τάσης. Ως εκ τούτου, αναμένονται παρόμοια μοτίβα για τα Β-κλίσης και Ν-κλίσης ρήγματα.

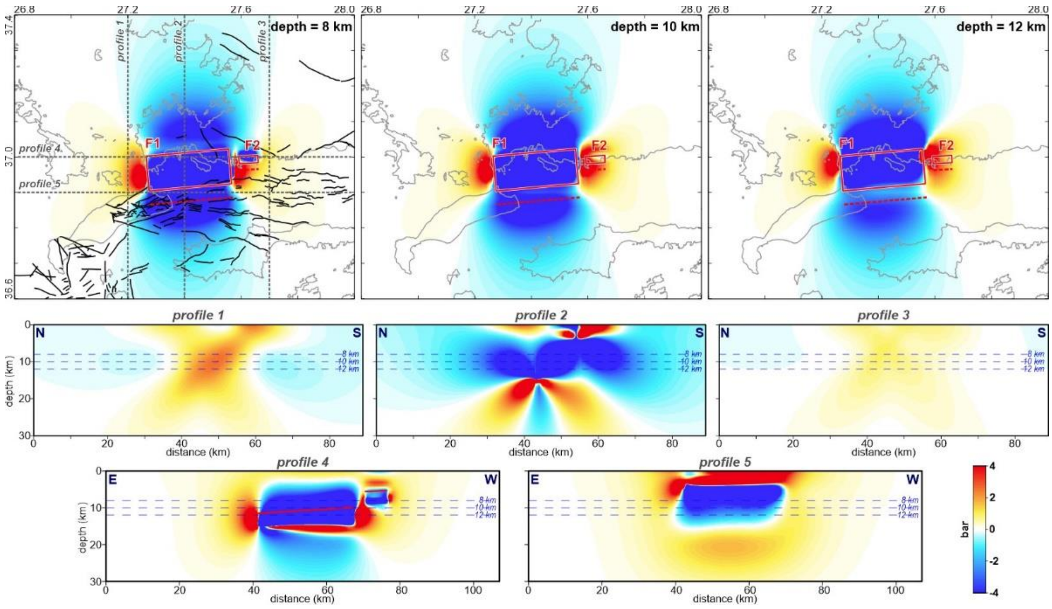
8.5.4.2 Αποτελέσματα

Περίπτωση Α: Η διερεύνηση εντός της ακολουθίας δείχνει ότι το μοντέλο του ρήγματος F2 βρίσκεται εξ’ ολοκλήρου εντός του όγκου του φλοιού, όπου η τάση μεταβάλλεται αυξητικά (Εικόνα 8.5.4.1.1). Οι υπολογισμοί πάνω στο ρήγμα (Εικόνα 8.5.4.1.1) δείχνουν ότι οι ελάχιστες τιμές (περίπου 1 bar) λαμβάνουν χώρα στην άνω ανατολική γωνία του επιπέδου του ρήγματος, ενώ οι μέγιστες (περίπου 3 bar) λαμβάνουν χώρα στην αντίθετη γωνία (Sboras et al., 2020). Η περιοχή εκατέρωθεν του επιπέδου του ρήγματος F1 κυριαρχείται από πτωτική μεταβολή της τάσης, ενώ από όλες τις άκρες (άνω , κάτω, ανατολικά και δυτικά) και πέρα η τάση μεταβάλλεται αυξητικά. Η χωρική κατανομή των μετασεισμών μπορεί να χωριστεί σε δύο ομάδες: τους μετασεισμούς που περιβάλλουν τη στενή περιοχή του επιπέδου του ρήγματος F1 (αντιστοίχιση της ομάδας Β, Εικόνα 8.5.3.1.1) και τους μετασεισμούς, οι οποίοι περιλαμβάνουν κυρίως την ομάδα Α (Sboras et al., 2020). Η πρώτη είναι αρκετά αραιή και βρίσκεται εντός του όγκου του φλοιού, στον οποίο παρατηρείται πτωτική μεταβολή της τάσης. Αντιθέτως, η πλούσια, πυκνότερη ομάδα Β, με όλες τις υπο-ομάδες της, βρίσκεται σχεδόν πλήρως εντός του όγκου του φλοιού, στον οποίο παρατηρείται αυξητική μεταβολή της τάσης.



Εικόνα 8.5.4.1.1. Οι μεταβολές της στατικής τάσης Coulomb υπολογίστηκαν για τη Κως – Bodrum σεισμική ακολουθία του 2017, χρησιμοποιώντας το μοντέλο ρήγματος F1 (κύριο σεισμικό γεγονός) ως ρήγμα ‘πηγή’ και το μοντέλο ρήγματος F2 (ισχυρότερος μετασεισμός) ως ρήγμα ‘δέκτη’. (a) Οι μεταβολές της τάσης στην προβολή του χάρτη (πάνω) για το βάθος των 8 χιλιομέτρων (κοντά στο υποκεντρικό βάθος του ισχυρότερου μετασεισμού), και στις κάθετες τομές (προφίλ 1, 2 και 3). Επίσης, σχεδιάζονται τα επανατοποθετημένα υπόκεντρα. (b) Υπολογισμοί της μεταβολής της ακολουθητικής τάσης (σε 3D προβολή χάρτη από το Νότο) από την επιφάνεια μέχρι το βάθος των 20 χιλιομέτρων με διαστήματα 4 χιλιομέτρων. (c) Μεταβολή της τάσης στο επίπεδο του ρήγματος F2, μετά από τη διαίρεση της επιφάνειας σε 180 όμοια τετράγωνα (15 κατά μήκος της παράταξης και 12 κατά μήκος του πλάτους). Προβολή από το υπερκείμενο τέμαχος (από Sboras et al., 2020).

Περίπτωση Β: Η διερεύνηση για τα ρήγματα της ομάδας Α μετά την ακολουθία δείχνει ότι τα Α – Δ παράταξης ρήγματα εντός του κόλπου Gökova και αμέσως ανατολικά του ρήγματος F1 φορτίζονται με τάση. Η αυξητική μεταβολή της τάσης δεν εκτείνεται πολύ προς τα ανατολικά, αφήνοντας ανεπηρέαστα παρόμοια ρήγματα που βρίσκονται στο μέσο και το ανατολικό τμήμα του κόλπου (Sboras et al., 2020). Τα ρήγματα της ομάδας A που βρίσκονται νότια του ρήγματος F1 (ή βόρεια, εάν υπάρχει κανένα) είναι απαλλαγμένα από τάσεις. Κάτω από το ρήγμα F1, η φόρτιση τάσης λαμβάνει χώρα μόνο στα μεγαλύτερα βάθη, δηλαδή στα 14 χιλιόμετρα.



Εικόνα 8.5.4.1.2. Οι μεταβολές της στατικής τάσης Coulomb υπολογίστηκαν μετά από την ενεργοποίηση των σεισμικών πηγών F1 και F2 για τα ρήγματα 'δέκτες' Α – Δ παράταξης, μέτριας (45 μοιρών) κλίσης και καθαρής κάθετης κινηματικής. Πάνω σειρά: Οριζόντιες τομές στα βάθη των 8, 10 και 12 χιλιομέτρων. Οι μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν όλα τα ρήγματα στην περιοχή μελέτης. Μεσαία σειρά: Β – Ν προφίλ. Κάτω σειρά: Α – Δ προφίλ (από Sboras et al., 2020).

8.5.5. Συζήτηση για τη σεισμική ακολουθία της Κω

Η σεισμική ακολουθία έλαβε χώρα κοντά στα σύνορα του οπισθοτόξιου, Β – Ν εκτατικού καθεστώτος, το οποίο κυριαρχεί στη δυτική ακτή της Τουρκίας (Cohen et al., 1995; Gürer et al., 2009; Hancock & Barka, 1987), ελέγχοντας τη μεγάλη ΒΑ – ΝΔ παράταξης διατμητική ζώνη Burdur-Fethiye περαιτέρω προς τα νοτιοανατολικά (Elitez et al., 2016; Hall et al., 2014) και τις ΒΑ – ΝΔ παράταξης διατμητικές ζώνες που φαίνεται να κυριαρχούν στο νοτιοανατολικό Αιγαίο Πέλαγος (ανατολικά των νησιών της Κω και της Νισύρου; Pe-Piper et al., 2005; Tsampouraki-Kraounaki & Sakellariou, 2017). Τα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά και οι μηχανισμοί γένεσης στην επικεντρική περιοχή, τόσο της διαχρονικής σεισμικότητας όσο και της πρόσφατης ακολουθίας του 2017, υποδεικνύουν την επικράτηση μίας κατά προσέγγιση Β – Ν έκτασης. Η χωρική, επικεντρική κατανομή από το 2008 (Εικόνα 8.5.1.1) δείχνει μία ΑΒΑ – ΔΝΔ ευθυγράμμιση στη μέση του κόλπου, η οποία ταιριάζει με το χερσαίο γεωλογικά προσδιορισμένο τεκτονικό μοτίβο της περιοχής (Sboras et al., 2020). Ωστόσο, μία ομάδα ερευνητών υποστηρίζει την ύπαρξη μίας πλάγιας-αριστερής διατμητικής ζώνης, η οποία χωρίζει τον κόλπο διαγώνια, από ΒΑ προς ΝΔ, με βάση τις υποθαλάσσιες έρευνες.

Η σεισμική ακολουθία του 2017 δεν παρουσιάζει την απόδειξη κάποιας ΒΑ – ΝΔ παράταξης διατμητικής ζώνης, παρόλο που η θέση της οριζόντιας κατανομής περιοριζόταν ανατολικά της προτεινόμενης ζώνης. Συνεπώς, είναι αβάσιμος ο ισχυρισμός σχετικά με το εάν η χωρική κατανομή ήταν περιορισμένη λόγω της ύπαρξης της διατμητικής ζώνης ή της έλλειψης τάσης. Επιπλέον, η επανατοποθετημένη μετασεισμική κατανομή δεν παρουσιάζει κάποιες ΒΑ – ΝΔ παράταξης τεκτονικές δομές και όλοι οι τανυστές ροπής παρουσιάζουν σχεδόν καθαρή κανονική ρηγμάτωση, εκφραζόμενη κυρίως από περίπου Α – Δ παράταξης ρήγματα.

Η χωρο-χρονική εξέλιξη της ακολουθίας του 2017 (Εικόνα 8.5.3.1.1) παρουσιάζει μία ασύμμετρη σεισμική εξέλιξη, με την ομάδα ‘Α’ να είναι σημαντικά εμπλουτισμένη αμέσως μετά το κύριο σεισμικό γεγονός της 20ης Ιουλίου. Χρειάστηκε περισσότερο από μία εβδομάδα για την ομάδα ‘Β’ για να αρχίσει πρακτικά να αναπτύσσεται. Μέχρι το τέλος Οκτωβρίου, και οι δύο ομάδες είχαν αναπτυχθεί αλλά με μία σαφή διαφορά στον αριθμό των σεισμικών γεγονότων (Sboras et al., 2020). Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η σεισμικότητα γύρω από κύριο ρήγμα F1 είναι ως επί το πλείστον περιορισμένη κοντά του, περιβάλλοντας ουσιαστικά το επίπεδό του. Μία πιθανή εξήγηση αυτού του αποτελέσματος είναι το γεγονός ότι, μετά το κύριο σεισμικό γεγονός της 20ης Ιουλίου, η διάρρηξη του ρήγματος F1 φόρτισε αμέσως την ανατολική περιοχή με τάσεις, ενώ το ίδιο το ρήγμα εκτονώθηκε σημαντικά, αποτρέποντας την εμφάνιση επιπλέον μετασεισμών κατά μήκος του επιπέδου του μέχρι το σημείο κατά το οποίο ορισμένες τάσεις άρχισαν να αναπτύσσονται αργά, παράγοντας την καθυστερημένη σεισμικότητα της ομάδας ‘Β’. Η φόρτιση της τάσης στο ανατολικό άκρο του κύριου ρήγματος διευκόλυνε τις γειτονικές τεκτονικές δομές να αναπτύξουν αξιοσημείωτη σεισμικότητα. Επιπλέον, σημειώνεται ότι στα δυτικά του επηρεασμένου από το κύριο σεισμικό γεγονός ρήγματος F1 (υποθαλάσσιο, βόρεια της Κω), η σεισμικότητα απουσιάζει εντελώς, υποδεικνύοντας ενδεχομένως είτε την απουσία ενεργών τεκτονικά δομών, είτε την ύπαρξη ενός διαφορετικού τοπικού γεωδυναμικού/σεισμοτεκτονικού καθεστώτος, το οποίο δεν επιτρέπει αλληλεπιδράσεις μεταξύ τους. Ωστόσο, τα χαρτογραφημένα χερσαία ρήγματα στο νησί της Κω δεν παρουσιάζουν περαιτέρω μετασεισμική δραστηριότητα, πιθανότατα λόγω της πτώσης της τάσης, η οποία καλύπτει αυτήν την περιοχή.

Ιδιαίτερα αξιοσημείωτη είναι η ΒΔ – ΝΑ παράταξης, ΒΑ-κλίσης τεκτονική δομή που εντοπίζεται μόνο από τη χωρική κατανομή της επανατοποθετημένης μετασεισμικής ακολουθίας (αντιστοιχεί στην υπο-ομάδα A_2; Εικόνα 8.5.3.1.1) (Sboras et al., 2020). Άλλα ρήγματα με παρόμοιο προσανατολισμό έχουν εντοπιστεί στην ευρύτερη περιοχή, χωρίς ωστόσο να αντιπροσωπεύουν τις επικρατούσες τεκτονικές δομές. Αυτό το συγκεκριμένο ρήγμα βρίσκεται ακριβώς στα ανατολικά του Α – Δ παράταξης ρήγματος F2, εμποδίζοντας ενδεχομένως το τελευταίο να επεκταθεί περαιτέρω προς τα ανατολικά.

Οι παρατηρήσεις υπαίθρου και οι μορφοτεκτονικές αποδείξεις στην ανατολική Κω υποδηλώνουν ότι τα Β-κλίσης ρήγματα είναι η προς τα πάνω προέκταση της επιφανειακής διάρρηξης του σεισμού του 2017, παρόλο που η διάρρηξη αυτή δεν έφτασε ποτέ στην επιφάνεια. Εάν θεωρηθεί ότι οι παλαιότεροι σεισμοί έχουν διαρρήξει την επιφάνεια, οι συνολικές διαστάσεις του ρήγματος μπορεί να είναι μεγαλύτερες από τη διάρρηξη του 2017, το οποίο συνεπάγεται μεγαλύτερο δυναμικό μεγέθους. Οι εκτιμήσεις από ιστορικά σεισμικά γεγονότα υποδεικνύουν αρκετά υψηλά μεγέθη μέχρι M7.0 κοντά στην Κω και M6.8 στο απομακρυσμένο περιθώριο του κόλπου Gökova (Papazachos & Papazachou, 2003; Εικόνα 8.5.1.1). Αυτοί οι παλαιοί, πριν από τον 20^{ο} αιώνα, σεισμοί, ωστόσο, περιλαμβάνουν σημαντικά σφάλματα τόσο στο μέγεθος όσο και στην εκτίμηση της θέσης. Το πλούσιο ιστορικό σεισμικότητας κοντά στην Κω μπορεί να σχετίζεται με τα χερσαία ρήγματα του νησιού, παρόλο που τόσο τα Β- ή Ν-κλίσης ρήγματα μπορούν να είναι υπεύθυνα γι αυτά τα σεισμικά γεγονότα. Το κεντρικό τμήμα του κόλπου Gökova δεν παρουσιάζει σημαντικά ιστορικά σεισμικά γεγονότα (Sboras et al., 2020). Μόνο δύο μέτρια σεισμικά γεγονότα καταγράφηκαν ενόργανα το 2004 στη σειρά των M_L5.0. Στο χάρτη σεισμικότητας των τελευταίων 10 περίπου ετών (και πριν από την ακολουθία του 2017, Εικόνα 8.5.1.1) σχηματίζεται μία ΑΒΑ – ΔΝΔ παράταξης επιμηκυμένη σεισμική ομάδα, παράλληλα στην παράταξη του ρήγματος F1, υποδηλώνοντας ότι αυτός ο προσανατολισμός ρηγμάτωσης κυριαρχεί σε αυτό το συγκεκριμένο τμήμα της περιοχής μελέτης.

Η γεωδαιτικά περιορισμένη γεωμετρία του ρήγματος και η εκτός του ρήγματος μετασεισμική μέθοδος που προτείνεται από τους Ganas et al. (2019) δεν ταιριάζει ούτε στα σεισμολογικά δεδομένα (μηχανισμοί γένεσης, χωρική κατανομή), αλλά ούτε και μπορεί να εξηγήσει το λόγο για τον οποίο η δυτική και η ανατολική ομάδα αναπτύσσονται τόσο διαφορετικά η μία από την άλλη. Το σεισμολογικά, και λιγότερο γεωλογικά, μοντέλο, το οποίο προτείνεται, ταιριάζει καλύτερα με τα προαναφερθέντα γεωμετρικά κριτήρια και υποστηρίζει την μετασεισμική εξέλιξη πάνω στο ρήγμα.

8.5.6. Συμπεράσματα για τη σεισμική ακολουθία της Κω

Το κύριο σεισμικό γεγονός της 20ης Ιουλίου 2017 δημιούργησε ένα Β-κλίσης επίπεδο ρήγματος κοντά στο βόρειο περιθώριο του κόλπου Gökova, στο ανατολικό τμήμα της Κω, σε αντίθεση με τις επικρατούσες Ν-κλίσης τεκτονικές δομές, οι οποίες διαμορφώνουν την ακτογραμμή. Το κύριο σεισμικό γεγονός ενεργοποίησε μικρές γειτονικές τεκτονικές δομές ανατολικά της επικεντρικής περιοχής, η οποία μπορεί να ανιχνευθεί καθαρά από τη χωρική, υποκεντρική κατανομή. Τα χερσαία Β-κλίσης ρήγματα που χαρτογραφήθηκαν στο ανατολικό τμήμα της Κω ανήκουν πιθανότατα στην ίδια τεκτονική δομή, η οποία δημιούργησε το σεισμό του 2017, παρόλο που ο τελευταίος δε διέρρηξε την επιφάνεια. Σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα παρουσιάζουν μία Β – Ν έκταση του φλοιού (Sboras et al., 2020), ενώ δεν υπάρχει κάποιο στοιχείο για την ύπαρξη μίας ΒΑ – ΝΔ παράταξης διατμητικής ζώνης στο κεντρικό τμήμα του κόλπου Gökova.

Η χωρο-χρονική εξέλιξη παρουσιάζει μία μεγάλη ηρεμία του κύριου ρήγματος F1 και ταχεία εξέλιξη των μετασεισμών ανατολικά της επικεντρικής περιοχής, σχηματίζοντας ένα υποκεντρικό κενό μεταξύ των δύο ομάδων. Οι μετασεισμοί γύρω από το κύριο ρήγμα εκδηλώθηκαν αρκετά αργότερα από αυτούς της ανατολικής ομάδας και με ένα πιο αργό ρυθμό καταλήγοντας σε μία ασύμμετρη εξέλιξη των δύο κύριων ομάδων.

Η μεταβολή της τάσης της μετασεισμικής ακολουθίας υποδηλώνει ότι τα (κατά προσέγγιση) Α – Δ παράταξης κανονικά ρήγματα, τα οποία βρίσκονται πέρα από τις άκρες (κατά μήκος της παράταξης) των ρηγμάτων του κύριου σεισμικού γεγονότος και του ισχυρότερου μετασεισμού (F1 και F2, αντίστοιχα), έχουν επιβαρυνθεί με τάσεις, το ανατολικό τμήμα των οποίων ανακουφίστηκε ελαφρώς από τη μετασεισμική ακολουθία (Sboras et al., 2020). Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το δυτικό τμήμα στερείται οποιασδήποτε μετασεισμικής δραστηριότητας του 2017. Επιπλέον, η διαχρονική σεισμικότητα (βόρεια του νησιού Ψέριμος, Εικόνα 8.5.1.1) και τα (γνωστά) ρήγματα απουσιάζουν από την ίδια περιοχή. Ως εκ τούτου, αυτήν η περιοχή είναι πλήρως επιβαρυμένη με τάση, αλλά χωρίς κάποια ρήγματα. Οι χερσόνησοι Bodrum και Datça βρίσκονται μεταξύ των περιοχών πτώσης της τάσης, υποδηλώνοντας πιθανή καθυστέρηση της μελλοντικής σεισμικής δραστηριότητας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. ΣΥΝΘΕΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στο παρόν κεφάλαιο παρατίθεται η σύνθεση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν κατά την εκπόνηση της παρούσας διατριβής. Αρχικά, πραγματοποιείται η αναφορά της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για κάθε μία περιοχή ξεχωριστά και στη συνέχεια ακολουθεί η παρουσίαση της σύνθεσης των γεωστατιστικά επεξεργασμένων αποτελεσμάτων του συνόλου του ελληνικού χώρου. Τέλος, πραγματοποιείται η συνολική – τελική παρουσίαση των μοντέλων των ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών (blocks).

i) Πελοπόννησος

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή της Πελοποννήσου συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή, η οποία εκτείνεται νοτιοανατολικά του Κορινθιακού κόλπου χαρακτηρίζεται από την παρουσία πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης, ενώ ταυτόχρονα θεωρείται αρκετά πιθανή η δράση, και κατ' επέκταση η επικράτηση, ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης σε ένα σημαντικό τμήμα της Πελοποννήσου.
- Στο δυτικότερο τμήμα της Πελοποννήσου, οι τιμές των εξεταζόμενων παραμέτρων (κυρίως της Περιοχικής Παραμόρφωσης – AS) σηματοδοτούν τη μεταβολή του τεκτονικού καθεστώτος προς τα δυτικά, και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους.
- Η περιοχή της Πελοποννήσου χαρακτηρίζεται από την ιδιαίτερα σημαντική μεταβολή (αύξηση) των τιμών του συνόλου των εξεταζόμενων παραμέτρων από το

νότιο και κεντρικό προς το βορειότερο τμήμα της, και ειδικότερα κοντά στο νότιο περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου.

- Λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των τιμών των εξαγόμενων παραμέτρων, η περιοχή της Πελοποννήσου θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως μία περιοχή μέτριας – υψηλής ενεργότητας.

ii) Κορινθιακός κόλπος – Νότια Στερεά Ελλάδα

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου – Νότιας Στερεάς Ελλάδας συνοψίζονται ως εξής:

- Το υποθαλάσσιο τμήμα και τα περιθώρια του Κορινθιακού κόλπου χαρακτηρίζονται από την παρουσία ιδιαίτερα υψηλών τιμών έκτασης, Β – Ν διεύθυνσης, υποδεικνύοντας ταυτόχρονα την παρουσία σημαντικών κανονικών ρηξιγενών ζωνών, Α – Δ παράταξης.
- Οι σημαντικότερες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) σημειώνονται στο δυτικότερο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή Κορινθιακού – Πατραϊκού κόλπου.
- Η αύξηση της απόστασης από τον Κορινθιακό κόλπο προς τα βόρεια, και ειδικότερα στην περιοχή της Νότιας Στερεάς Ελλάδας συνοδεύεται από μία γενικότερη και σταδιακή μείωση της τεκτονικής δραστηριότητας.
- Το σύνολο των παραμέτρων του νοτιοδυτικού και νοτιοανατολικού τμήματος του Κορινθιακού κόλπου συνηγορούν στην παρουσία πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Επιπρόσθετα, η ύπαρξη αντίστοιχων ρηξιγενών δομών υποδεικνύεται από το σύνολο των εξεταζόμενων παραμέτρων και για την περιοχή της Νότιας Στερεάς Ελλάδας, παρουσιάζοντας ωστόσο αρκετά χαμηλότερες τιμές, υποδεικνύοντας μία περιορισμένη τεκτονική δραστηριότητα, συγκριτικά με την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου.

iii) Ιόνιο Πέλαγος

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή του Ιόνιου Πελάγους συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή του Ιόνιου Πελάγους χαρακτηρίζεται από την παρουσία και την αξιοσημείωτη τεκτονική δράση και των τριών τύπων ρηγμάτων.

- Η παρουσία ιδιαίτερα υψηλών τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) και χαμηλότερων τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) στην περιοχή του Πατραϊκού κόλπου, συνδυαζόμενες με τις υψηλές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), υποδεικνύουν τη σαφή επικράτηση της εφελκυστικής τεκτονικής στη συγκεκριμένη περιοχή. Επιπρόσθετα, οι ιδιαίτερα υψηλές τιμές της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), οι οποίες υποδηλώνουν τη διαστολή της περιοχής, με την ταυτόχρονη περιορισμένη παρουσία των τιμών συστολής, επιβεβαιώνουν τη δράση Α – Δ παράταξης, κανονικών ρηξιγενών ζωνών σε αυτήν την περιοχή. Αντίστοιχη εικόνα εντοπίζεται στο νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής (Πύλος – νοτιοδυτική Μεσσηνία), όπου κατά αντίστοιχο τρόπο εντοπίζονται Β – Ν παράταξης, κανονικές ρηξιγενείς ζώνες.
- Η υποθαλάσσια περιοχή του Ιόνιου Πελάγους και των Ιόνιων νησιών χαρακτηρίζεται από την ταυτόχρονη παρουσία ιδιαίτερα υψηλών τιμών Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) και αρκετά χαμηλών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), γεγονός το οποίο δηλώνει τη συμπιεστική τεκτονική της συγκεκριμένης περιοχής. Επιπλέον, η απουσία της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), υποδεικνύει την απουσία θραυσιγενούς τεκτονικής, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνει τη συμπιεστική τεκτονική της περιοχής. Επιπρόσθετα, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα υψηλές τιμές συστολής, δίχως την ταυτόχρονη παρουσία σημαντικών τιμών διαστολής. Κατά συνέπεια, η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από τη δράση Β – Ν παράταξης, ανάστροφων ρηξιγενών ζωνών.
- Η περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας και του Αμβρακικού κόλπου χαρακτηρίζονται από την παρουσία ιδιαίτερα υψηλών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) και Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), πολύ σημαντικών τιμών Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και τη συνύπαρξη, ίδιων περίπου τιμών, Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS). Τα ίδια περίπου χαρακτηριστικά των παραμέτρων, αλλά με σαφώς μικρότερες τιμές, παρουσιάζονται και στο βορειοδυτικό τμήμα της Ηπείρου. Επιπρόσθετα, παρόμοιες τιμές παρατηρούνται και στο νησί της Λευκάδας, χωρίς ωστόσο να εντοπίζονται υψηλές τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) και σημαντικές τιμές διαστολής κατά τη μελέτη της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS). Ως εκ τούτου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των παραμέτρων,

οι προαναφερόμενες περιοχές θεωρείται ότι χαρακτηρίζονται από τη δράση ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης, μίας γενικής ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης, η οποία μεταβάλλεται κατά τόπους. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας, λόγω της επικράτησης υψηλότερων τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) σε σχέση με τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), θεωρείται ότι δρουν πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, ενώ στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, λόγω της επικράτησης υψηλότερων τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) σε σχέση με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), θεωρείται ότι δρουν πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης.

- Συνεπώς, με βάση το σύνολο των προαναφερόμενων πληροφοριών προκύπτει ότι: i) το βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής χαρακτηρίζεται από τη δράση πλάγιου εφελκυσμού (transtension) και πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης, ii) το κεντρικό, δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής χαρακτηρίζεται από τη δράση ανάστροφων ρηξιγενών ζωνών και iii) το ανατολικό και νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής χαρακτηρίζεται από τη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών.

iv) Θεσσαλία – Βόρεια Στερεά Ελλάδα

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή της Θεσσαλίας – Βόρειας Στερεάς Ελλάδας χαρακτηρίζεται γενικότερα από μέτρια και, κατά τόπους, υψηλή τεκτονική δραστηριότητα. Όσον αφορά τις ρηξιγενείς δομές, στη περιοχή θεωρείται ότι δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες και ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης.

- Στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας, καθώς και στην περιοχή που εκτείνεται δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και Παγασητικού κόλπου, παρατηρείται συνύπαρξη αξιοσημείωτων τιμών διαστολής και συστολής, ενώ ταυτόχρονα οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) είναι αρκετά υψηλές. Οι δύο προαναφερόμενες ενδείξεις επιβεβαιώνουν τη δράση ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης. Ωστόσο, μεταξύ των δύο περιοχών εντοπίζεται μία διαφορά ως προς τις τιμές που λαμβάνει η Μέγιστη (MAHE) και η Ελάχιστη (MIHE) Οριζόντια Έκταση. Στο δυτικότερο τμήμα της Θεσσαλίας οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι σαφώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες, επίσης υψηλές τιμές, της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ το αντίθετο φαινόμενο (υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης – MAHE – από τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης – MIHE) παρατηρείται στην περιοχή που εκτείνεται δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και Παγασητικού κόλπου. Ως εκ τούτου, στην περιοχή του δυτικότερου τμήματος της Θεσσαλίας θεωρείται ότι δρουν πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, ενώ αντιθέτως στην περιοχή που εκτείνεται δυτικά του Βόρειου Ευβοϊκού και Παγασητικού κόλπου θεωρείται ότι δρουν πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Επιπρόσθετα, βάση της διεύθυνσης των διανύσματα της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), η γενική εκτιμώμενη παράταξη των συγκεκριμένων ρηξιγενών ζωνών είναι ΔΒΔ – ΑΝΑ.

- Στις περιοχές του νότιου περιθωρίου του Ευβοϊκού κόλπου, την ευρύτερη περιοχή βόρεια του Παγασητικού κόλπου και το βορειανατολικό τμήμα της περιοχής της Θεσσαλίας αναπτύσσονται κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνεται από τις πολύ υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) έναντι της ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), τις υψηλές τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και τη σχεδόν αποκλειστική παρουσία τιμών διαστολής. Ταυτόχρονα, στην περιοχή του νότιου περιθωρίου του Ευβοϊκού κόλπου παρατηρούνται σαφώς υψηλότερες τιμές του συνόλου των παραμέτρων, συγκριτικά με τις αντίστοιχες της ευρύτερης περιοχής βόρεια του Παγασητικού κόλπου και του βορειανατολικού τμήματος της περιοχής της Θεσσαλίας. Η εκτιμώμενη παράταξη των ρηξιγενών δομών της περιοχής του νότιου περιθωρίου του Ευβοϊκού κόλπου είναι ΒΔ – ΝΑ, ενώ οι παρατάξεις της ευρύτερης περιοχής βόρεια του Παγασητικού κόλπου και του βορειανατολικού τμήματος της περιοχής της Θεσσαλίας είναι Α – Δ και ΒΔ – ΝΑ, αντίστοιχα.

- Συνεπώς, η περιοχή της Βόρειας Στερεάς Ελλάδας χαρακτηρίζεται από σαφώς εντονότερη τεκτονική δραστηριότητα, συγκριτικά με την αντίστοιχη της περιοχής της Βόρεια Θεσσαλίας.

v) Ήπειρος

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή της Ηπείρου συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή της Ηπείρου χαρακτηρίζεται από χαμηλή έως μέτρια τεκτονική δραστηριότητα, ενώ κατά κύριο λόγο εντοπίζονται ανάστροφες ρηξιγενείς ζώνες, καθώς και ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης.

- Στο κεντρικό και το δυτικό τμήμα της Ηπείρου, η συστολή επικρατεί συντριπτικά έναντι της διαστολής, με τις περισσότερες τιμές, ωστόσο, να είναι αρκετά χαμηλές, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνει τη χαμηλή – μέτρια τεκτονική δράση της περιοχής. Επιπρόσθετα, η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) παρουσιάζει εξίσου χαμηλές τιμές, γεγονός το οποίο υποδηλώνει την απουσία ή περιορισμένη παρουσία θραυσιγενούς τεκτονικής, καθώς η συγκεκριμένη παράμετρος συνδέεται με εφελκυστική δράση. Επιπλέον, οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οι οποίες συνδέονται με συμπίεση, επικρατούν έναντι των αντίστοιχων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), οι οποίες συνδέονται με εφελκυσμό. Κατά συνέπεια, εξάγεται το συμπέρασμα ότι στο κεντρικό και δυτικό τμήμα της Ηπείρου, καθώς και στην ευρύτερη περιοχή της Αλβανίας, δρουν κατά κύριο λόγο ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης, ανάστροφες ρηξιγενείς ζώνες, βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE).

- Στην περιοχή, η οποία εκτείνεται ανατολικά – βορειοανατολικά του Αμβρακικού κόλπου, εντοπίζεται η συνύπαρξη διαστολής – συστολής, με την επικράτηση των τιμών συστολής έναντι των αντίστοιχων της διαστολής. Σχετικά με τη Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), γενικότερα χαρακτηρίζεται από σχετικά υψηλές τιμές. Το συγκεκριμένο γεγονός αποκλείει τη δράση ανάστροφων ρηξιγενών ζωνών, οι οποίες συνδέονται με την παρουσία χαμηλών τιμών Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), καθώς αντίστοιχα και τη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών, λόγω της σημαντικής παρουσίας της συστολής. Ως εκ τούτου, στο συγκεκριμένο τμήμα της Ηπείρου θεωρείται ότι δρουν ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Επιπρόσθετα, το γεγονός ότι οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), οδηγεί στο συμπέρασμα ότι οι συγκεκριμένες ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης χαρακτηρίζονται από πλάγια συμπίεση (transpression). Επιπλέον, βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), αυτές οι ρηξιγενείς ζώνες χαρακτηρίζονται από ΒΔ – ΝΑ παράταξη, αποτελώντας ουσιαστικά την προέκταση ή τμήμα των ρηξιγενών ζωνών (με όμοια χαρακτηριστικά) της περιοχής του δυτικότερου τμήματος της Θεσσαλίας.

- Γενικότερα, παρατηρείται μία μεταβολή του τεκτονικού καθεστώτος από το νότιο – νοτιοανατολικό τμήμα της Ηπείρου, όπου εκτιμάται ότι δρουν κατά κύριο λόγο ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, προς το βόρειο – βορειοδυτικό της τμήμα, στο οποίο εκτιμάται ότι δρουν ανάστροφες ρηξιγενείς ζώνες.

vi) Δυτική Μακεδονία

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας χαρακτηρίζεται από χαμηλή τεκτονική δραστηριότητα σύμφωνα με τα γεωδαιτικά αποτελέσματα, με εξαίρεση ορισμένες περιοχές, γεγονός το οποίο καθιστά δυσκολότερο τον προσδιορισμό του τεκτονικού καθεστώτος. Γενικότερα, η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από την παρουσία κανονικών ρηξιγενών ζωνών και ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης.
- Το βορειοδυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Φλώρινας) χαρακτηρίζεται από την παρουσία υψηλών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ ταυτόχρονα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι ιδιαίτερα χαμηλές. Επιπλέον, οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) είναι σημαντικές, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται η επικράτηση υψηλών τιμών διαστολής, με την ταυτόχρονη παρουσία πολύ χαμηλών έως μηδενικών τιμών συστολής. Ως εκ τούτου, στο συγκεκριμένο τμήμα της περιοχής θεωρείται ότι δρουν ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης, κανονικές ρηξιγενείς ζώνες.
- Στο κεντρικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας (περιοχή Κοζάνης – Πτολεμαΐδας), η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) χαρακτηρίζεται από την παρουσία χαμηλών έως μέτριων τιμών, ενώ ταυτόχρονα το σύνολο σχεδόν των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι θετικές. Κατά συνέπεια, η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από εφελκυστική τεκτονική. Όσον αφορά τη Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS), οι τιμές της χαρακτηρίζονται, κατά κύριο λόγο, ως χαμηλές γεγονός το οποίο υποδεικνύει την περιορισμένη δράση της εφελκυστικής τεκτονικής, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται αύξηση των τιμών τους στην

περιοχή της Πτολεμαΐδας και στην περιοχή νότια – νοτιοανατολικά της Κοζάνης. Σχετικά με την παρουσία της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), στην περιοχή επικρατεί η διαστολή, σχετικά χαμηλών τιμών, ενώ η παρουσία συστολής είναι πολύ περιορισμένη, γεγονός το οποίο επίσης επαληθεύει την εφελκυστική δράση της περιοχής. Συνεπώς, βάσει των αποτελεσμάτων των εξεταζόμενων παραμέτρων, προκύπτει το γεγονός ότι στην περιοχή δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες χαρακτηρίζονται από ΒΑ – ΝΔ παράταξη στο βορειότερο τμήμα της (περιοχή Πτολεμαΐδας) και από ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξη στο νοτιότερο τμήμα της (περιοχή Κοζάνης).

- Στο δυτικότερο τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας, αλλά και στο ανατολικότερο τμήμα της Ηπείρου, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) χαρακτηρίζεται από χαμηλές έως μέτριες, παρουσιάζοντας παρόμοιο μέγεθος με τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) και υποδεικνύουν ταυτόχρονα τη δράση εφελκυστικής και συμπιεστικής τεκτονικής. Επιπλέον, η μελέτη της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύει την παρουσία πολύ χαμηλών έως και μηδενικών τιμών, γεγονός το οποίο τονίζει την περιορισμένη δράση φαινομένων διάτμησης που οφείλονται κατά κύριο λόγο στην εφελκυστική δράση. Σχετικά με την Περιοχική Παραμόρφωση (AS), εντοπίζεται η συνύπαρξη διαστολής – συστολής, μεταξύ των οποίων οι τιμές της συστολής είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της διαστολής. Κατά συνέπεια, η ανάλυση των αποτελεσμάτων των παραμέτρων υποδεικνύουν τη δράση ΒΔ – ΝΑ παράταξης, πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης στο ανατολικό τμήμα της Ηπείρου και στο δυτικό τμήμα της Δυτικής Μακεδονίας, αποτελώντας ουσιαστικά την προέκταση των αντίστοιχων ρηξιγενών ζωνών της περιοχής της Δυτικής Θεσσαλίας και της περιοχής ανατολικά του Αμβρακικού κόλπου.
- Στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής (Βόρεια Θεσσαλία) εντοπίζονται αξιοσημείωτες τιμές τόσο Μέγιστης (MAHE) όσο και Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, με αυτές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) να είναι σαφώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), υποδεικνύοντας την ταυτόχρονη παρουσία εφελκυστικής και συμπιεστικής δράσης. Σχετικά με την παράμετρο της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), στη συγκεκριμένη περιοχή εντοπίζονται ιδιαίτερα υψηλές τιμές, υποδεικνύοντας την αξιοσημείωτη εφελκυστική δράση της περιοχής. Επιπρόσθετα, η μελέτη της

Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει τη συνύπαρξη διαστολής και συστολής, με τις τιμές της διαστολής, ωστόσο, να είναι σαφώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες της συστολής. Συνεπώς, βάσει των παραπάνω εξάγεται το συμπέρασμα ότι στην περιοχή της Βόρειας Θεσσαλίας δρουν ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης, πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Σημειώνεται ότι ανατολικότερα από την περιοχή αυτή, δηλαδή στην περιοχή της βορειοδυτικής Θεσσαλίας, παρατηρείται μεταβολή του τεκτονικού καθεστώτος, το οποίο σχετίζεται με τη δράση ΒΔ – ΝΑ παράταξης κανονικών ρηξιγενών ζωνών.

vii) Κεντρική Μακεδονία

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας χαρακτηρίζεται από μέτρια έως υψηλή τεκτονική δραστηριότητα, σε αντίθεση με το βορειοδυτικό τμήμα της ηπειρωτικής Ελλάδας. Στη συγκεκριμένη περιοχή παρατηρείται η επικράτηση ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης.
- Η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) παρουσιάζει μέτριες έως υψηλές τιμές στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, ενώ αντίστοιχα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι εξίσου σημαντικές, αλλά σαφώς χαμηλότερες από τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Παράλληλα, παρατηρείται η ταυτόχρονη αύξηση, αλλά και μείωση, των τιμών της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης ανά τμήματα στη συγκεκριμένη περιοχή. Χαρακτηριστικό παράδειγμά αποτελεί το βορειότερο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας (περιοχή Σερρών, νότιο τμήμα Βουλγαρίας, νότιο τμήμα Βόρειας Μακεδονίας), όπου παρατηρούνται ταυτόχρονα υψηλές τιμές Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης. Η παράμετρος της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) φαίνεται ότι είναι σε συμφωνία με τα προαναφερόμενα αποτελέσματα, καθώς οι υψηλότερες τιμές της εντοπίζονται στα τμήματα της περιοχής, όπου αντίστοιχα επικρατούν υψηλές τιμές της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, ενώ η ίδια εικόνα παρατηρείται και για τις χαμηλότερες τιμές των προαναφερόμενων παραμέτρων. Όσον αφορά την Περιοχική Παραμόρφωση (AS), οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται, ομοίως,

στις ίδιες περιοχές με τις αντίστοιχες των προαναφερόμενων παραμέτρων, ενώ αντίστοιχη εικόνα παρατηρείται με τις χαμηλότερες τιμές. Λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των παραπάνω παρατηρήσεων, η περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας χαρακτηρίζεται από ισορροπία μεταξύ των παραμέτρων παραμόρφωσης, οι οποίες αντιστοιχούν σε εφελκυστική και συμπιεστική τεκτονική, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται η επικράτηση της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) έναντι της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), η επικράτηση της διαστολής έναντι της συστολής και η παρουσία αξιοσημείωτων τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS). Ως εκ τούτου, εξάγεται το συμπέρασμα ότι στην περιοχή δρουν ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξης, πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης.

- Στο κεντρικό τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας (περιοχή Κιλκίς) παρατηρείται διαφοροποίηση των παραμέτρων, καθώς οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) επικρατούν έναντι των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ αντίστοιχα η παρουσία των τιμών συστολής είναι σαφώς σημαντικότερη από την αντίστοιχη της διαστολής. Όσον αφορά την παράμετρο της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) δεν παρουσιάζει κάποια αξιοσημείωτη μεταβολή. Συνεπώς, στη συγκεκριμένη περιοχή θεωρείται ότι δρουν πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες, με την παρουσία τους, ωστόσο, να είναι περιορισμένη. Η παράταξη των συγκεκριμένων ρηξιγενών ζωνών, βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), εκτιμάται ότι είναι ΒΒΔ – ΝΝΑ.
- Σχετικά με το δυτικότερο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας, καθώς και το ανατολικότερο τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας, ο περιορισμός των δεδομένων και οι χαμηλές τιμές των παραμέτρων θεωρείται ότι οδηγούν σε επισφαλή αποτελέσματα ως προς τον προσδιορισμό του τεκτονικού καθεστώτος.

viii) Ανατολική Μακεδονία – Θράκη

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης χαρακτηρίζεται από μέτρια έως υψηλή τεκτονική δραστηριότητα, παρουσιάζοντας σημαντικές ομοιότητες με την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, η οποία εκδηλώνεται, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ανάλυσης των γεωδαιτικών δεδομένων, με την παρουσία κανονικών ρηξιγενών ζωνών και ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης.

- Αρχικά, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) παρουσιάζει υψηλές τιμές στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (περιοχή Ξάνθης, ενδιάμεση περιοχή μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής, ευρύτερη περιοχή Κομοτηνής), ενώ εκατέρωθεν του συγκεκριμένου τμήματος, οι τιμές της παρουσιάζουν σταδιακή μείωση, παραμένοντας ωστόσο αξιοσημείωτες. Όσον αφορά την Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE), οι σημαντικότερες τιμές της παρουσιάζονται ομοίως στο κεντρικό τμήμα, με τη διαφορά ότι βόρεια της Ξάνθης εντοπίζεται μία συγκέντρωση υψηλών τιμών, ενώ στο ενδιάμεσο τμήμα μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής οι τιμές είναι ιδιαίτερα χαμηλές. Ανατολικά και δυτικά του κεντρικού τμήματος παρατηρείται, ομοίως, σταδιακή μείωση των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Γενικότερα, οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) επικρατούν στο μεγαλύτερο τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης έναντι των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οι οποίες ωστόσο είναι αξιοσημείωτες. Το αντίθετο φαινόμενο, με την επικράτηση των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) έναντι των τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), εντοπίζεται στο βορειότερο (νότιο τμήμα Βουλγαρίας) και στο ανατολικό τμήμα (περιοχή Αλεξανδρούπολης) της περιοχής. Όσον αφορά την παράμετρο της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), οι υψηλότερες τιμές της εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (ευρύτερη περιοχή Ξάνθης, ενδιάμεση περιοχή μεταξύ Ξάνθης – Κομοτηνής, ευρύτερη περιοχή Κομοτηνής), ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται μία σταδιακή μείωση των τιμών της εκατέρωθεν του συγκεκριμένου τμήματος. Σχετικά με την παρουσία της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης παρατηρείται η συνύπαρξη διαστολής και συστολής στο σύνολο σχεδόν της συγκεκριμένης περιοχής με την επικράτηση της διαστολής έναντι της συστολής στο δυτικό και το κεντρικό τμήμα της περιοχής και την επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής στο βορειότερο και ανατολικό τμήμα, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών στο κεντρικό τμήμα και σταδιακή μείωση τους προς τα ανατολικά και τα δυτικά.
- Βάσει των αποτελεσμάτων των εξαγόμενων παραμέτρων, στο δυτικό (περιοχή Καβάλας) και το κεντρικό (περιοχές Ξάνθης και Κομοτηνής) τμήμα της Ανατολικής

Μακεδονίας – Θράκης επικρατεί η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) έναντι της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), καθώς επίσης και η διαστολή έναντι της συστολής, ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζονται αξιοσημείωτες τιμές Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS). Οι διαπιστώσεις αυτές οδηγούν στο συμπέρασμα ότι στο δυτικό και το κεντρικό τμήμα της περιοχής δρουν πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες χαρακτηρίζονται από υψηλότερη τεκτονική δραστηριότητα στο κεντρικό τμήμα, παρουσιάζοντας σταδιακή μείωση προς το δυτικό τμήμα. Στο βορειότερο (νότιο τμήμα Βουλγαρίας) και το ανατολικότερο (περιοχή Αλεξανδρούπολης) τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης επικρατεί η Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE) έναντι της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), καθώς και η συστολή έναντι της διαστολής, ενώ η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) παρουσιάζει, ομοίως, αξιοσημείωτες τιμές. Ως εκ τούτου, εξάγεται το συμπέρασμα ότι στο βορειότερο και το ανατολικότερο τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης δρουν πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες παρουσιάζουν την υψηλότερη τεκτονική τους δραστηριότητα στο βορειότερο (κεντρικό) τμήμα, παρουσιάζοντας μείωση προς το ανατολικό τμήμα. Επιπρόσθετα, οι προαναφερόμενες πλάγιου εφελκυσμού (trantension) και πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, χαρακτηρίζονται από ΒΔ – ΝΑ παράταξη, βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE).

- Επιπλέον, στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (περιοχή μεταξύ Ξάνθης και Κομοτηνής), η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) παρουσιάζει ιδιαίτερα υψηλές τιμές, ενώ ταυτόχρονα οι αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι ιδιαίτερα χαμηλές. Αντίστοιχο φαινόμενο παρατηρείται και με τις τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και της διαστολής. Συνεπώς, στο συγκεκριμένο τμήμα δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), χαρακτηρίζονται από Α – Δ παράταξη.

ix) Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους παρουσιάζει ιδιαίτερα υψηλή τεκτονική δραστηριότητα, αποτελώντας μία από τις σημαντικότερες τεκτονικά περιοχές του ελληνικού χώρου. Βάσει των αποτελεσμάτων της γεωδαιτικής ανάλυσης, στη συγκεκριμένη περιοχή δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, καθώς επίσης και ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης.
- Αρχικά, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) χαρακτηρίζεται από την παρουσία αρκετά υψηλών τιμών κυρίως στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου και ειδικότερα στην περιοχή ανατολικά της Θάσου, στο παράλιο τμήμα της Θράκης, στο βορειοδυτικό τμήμα της Σαμοθράκης, στην περιοχή μεταξύ Σαμοθράκης – Ίμβρου – Λήμνου, στο υποθαλάσσιο τμήμα βορειοανατολικά του Βόλου και στα τουρκικά παράλια μεταξύ Λέσβου – Τενέδου. Επιπρόσθετα, παρατηρείται μία γενικότερη παρουσία σημαντικών τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) στην περιοχή της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου. Σχετικά με την Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE), ιδιαίτερα σημαντικές τιμές παρουσιάζονται στο ανατολικό τμήμα της Θάσου, στο υποθαλάσσιο τμήμα Σαμοθράκης – Ίμβρου – Λήμνου, στο ανατολικό τμήμα της Σκύρου και στο παράλιο, τουρκικό τμήμα μεταξύ Λέσβου – Τενέδου. Ομοίως, στην περιοχή της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου παρατηρούνται, γενικότερα, ιδιαίτερα σημαντικές τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Η σύγκριση μεταξύ των τιμών της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) υποδεικνύει μία σαφή εικόνα επικράτησης των τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) στο μεγαλύτερο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής, χωρίς ωστόσο η διαφορά από τις αντίστοιχες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) να είναι ιδιαίτερα σημαντική. Εξαίρεση στην παραπάνω γενικότερη εικόνα αποτελεί το δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής (βορειοανατολικά του Βόλου), όπου παρουσιάζονται σημαντικές τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ ταυτόχρονα οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι ιδιαίτερα χαμηλές έως μηδενικές. Σχετικά με την παράμετρο της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σε γενικές γραμμές χαρακτηρίζεται από την παρουσία υψηλών τιμών, μεταξύ των οποίων οι σημαντικότερες εντοπίζονται

στο υποθαλάσσιο τμήμα Σαμοθράκης – Ίμβρου – Λήμνου, στο υποθαλάσσιο τμήμα βορειοανατολικά του Βόλου, στο υποθαλάσσιο τμήμα ανατολικά της Σκύρου και στην περιοχή βόρεια της Λέσβου. Επιπλέον, χαρακτηριστική θεωρείται η παρουσία της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) στον υποθαλάσσιο χώρο Σαμοθράκης – Σιθωνίας – Σκύρου. Όσον αφορά την Περιοχική Παραμόρφωση (AS) παρουσιάζεται η ταυτόχρονη ύπαρξη της διαστολής και της συστολής στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, με μία σαφή επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής, χωρίς ωστόσο οι τιμές της διαστολής να παρουσιάζουν σημαντικές αριθμητικές αποκλίσεις από τις αντίστοιχες τιμές της συστολής. Πιο συγκεκριμένα, οι συγκεντρώσεις υψηλότερων τιμών συστολής εντοπίζονται στην υποθαλάσσια περιοχή Θράκης – Σαμοθράκης, στη ευρύτερη περιοχή της Λέσβου (βόρεια και νοτιοανατολικά), στην υποθαλάσσια περιοχή ανατολικά της Σκύρου, στο υποθαλάσσιο τμήμα νότια της κεντρικής και ανατολικής Χαλκιδικής και στην υποθαλάσσια περιοχή Παγασητικού κόλπου – Εύβοιας. Όσον αφορά τις τιμές διαστολής, οι υψηλότερες συγκεντρώσεις εντοπίζονται στο παράλιο τμήμα της Θράκης, στο ανατολικό τμήμα της Σαμοθράκης, στην ευρύτερη περιοχή της Λήμνου και στο υποθαλάσσιο, βορειοανατολικό τμήμα του Βόλου.

- Λαμβάνοντας υπόψη τα εξαγόμενα αποτελέσματα της κάθε παραμέτρου, στο μεγαλύτερο τμήμα του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, το οποίο περιλαμβάνει το βόρειο, το κεντρικό, το νότιο και το ανατολικό τμήμα του, εντοπίζονται σημαντικές τιμές Μέγιστης (MAHE) και Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, μεταξύ των οποίων καθίσταται εμφανές το γεγονός ότι οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) είναι υψηλότερες από, τις εξίσου υψηλές, τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας έκτασης (MAHE). Κατά αντίστοιχο τρόπο, η ανάλυση της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει την επικράτηση της συστολής έναντι της διαστολής στην ίδια περιοχή, ενώ ταυτόχρονα οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών συμπίπτουν με τις αντίστοιχες των προαναφερόμενων παραμέτρων. Με βάση τις συγκεκριμένες παρατηρήσεις εξάγεται το συμπέρασμα ότι στο σημαντικότερο τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους δρουν πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, ενώ η παράταξη αυτών των ρηξιγενών ζωνών είναι ΒΒΑ – ΝΝΔ.

- Στο δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (βορειοανατολικά του Βόλου) παρουσιάζεται διαφοροποίηση των παραμέτρων ως προς τις αντίστοιχες της προαναφερόμενης περιοχής. Ειδικότερα, οι τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι ιδιαίτερα υψηλές με τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) να είναι ιδιαίτερα χαμηλές έως μηδενικές. Ταυτόχρονα, η διαστολή κυριαρχεί στη συγκεκριμένη περιοχή με αξιοσημείωτες τιμές, ενώ οι τιμές της συστολής είναι πρακτικά μηδενικές. Όσον αφορά τις τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) παραμένουν αρκετά υψηλές. Σύμφωνα με τις παραπάνω παρατηρήσεις, στο δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), θεωρείται ότι αναπτύσσονται κατά μία ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξη.

- Συμπερασματικά, η ανάλυση των γεωδαιτικών δεδομένων υποδεικνύει μία μεταβολή του τεκτονικού καθεστώτος από το κεντρικό – ανατολικό τμήμα της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, το οποίο χαρακτηρίζεται από την παρουσία ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξης, πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης, στο δυτικό (βορειοδυτικό) τμήμα, με την παρουσία ΔΒΔ – ΑΝΑ παράταξης, κανονικών ρηξιγενών ζωνών.

x) Νότιο Αιγαίο Πέλαγος

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους συνοψίζονται ως εξής:

- Το Νότιο Αιγαίο Πέλαγος χαρακτηρίζεται από μέτρια – υψηλή τεκτονική δραστηριότητα, η οποία εκδηλώνεται με τη δράση ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης.
- Όσον αφορά τη Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE), η παρουσία ιδιαίτερα σημαντικών τιμών εντοπίζονται, κατά κύριο λόγο, στο κεντρικό και μερικώς στο βορειοανατολικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Πιο συγκεκριμένα, στο κεντρικό τμήμα της περιοχής παρουσιάζονται δύο συγκεντρώσεις υψηλών τιμών της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ των νησιών Ανάφης και Αστυπάλαιας, ενώ ταυτόχρονα δύο συγκεντρώσεις εμφανίζονται και στο βόρειο και κεντρικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους. Επιπλέον, μία συγκέντρωση υψηλών τιμών εντοπίζεται στην περιοχή της Θήρας, στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Νάξου και Κουφονησιών, καθώς και στην περιοχή μεταξύ Μήλου και

Αντιμήλου. Στο βορειοανατολικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους παρουσιάζεται μία σημαντική συγκέντρωση στον υποθαλάσσιο χώρο βορειοδυτικά της Σάμου, η οποία ταυτόχρονα συνεχίζει στα παράλια της Τουρκίας. Σχετικά με την Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση (MIHE), στο κεντρικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους παρουσιάζεται μία συγκέντρωση υψηλών τιμών στον υποθαλάσσιο χώρο Ανάφης – Αστυπάλαιας, ενώ αντίστοιχες συγκεντρώσεις εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα του Κρητικού Πελάγους και στην περιοχή της Θήρας. Στο βορειοανατολικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους μία ιδιαίτερα υψηλών τιμών συγκέντρωση παρουσιάζεται βορειοδυτικά της Σάμου. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί μία σειρά επιπρόσθετων σημαντικών τιμών της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οι οποίες εντοπίζονται στο νότιο – νοτιοδυτικό τμήμα της Αστυπάλαιας, στην περιοχή Αμοργού – Κουφονησιών, στον υποθαλάσσιο χώρο μεταξύ των νησιών Πάρου – Ίου – Σίκινου – Φολέγανδρου και στο ευρύτερο τμήμα της περιοχής Μήλου – Αντιμήλου. Ως προς τη μεταξύ τους σύγκριση, η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) χαρακτηρίζεται γενικότερα από την παρουσία ελαφρώς υψηλότερων τιμών έναντι των αντίστοιχων της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), ενώ αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι οι υψηλές τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) συνοδεύονται από αντίστοιχου μεγέθους τιμές Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Η μελέτη της παραμέτρου της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) υποδεικνύει τη συγκέντρωση επτά συγκεντρώσεων υψηλών τιμών, εκ των οποίων η συντριπτική πλειοψηφία παρουσιάζεται στο κεντρικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Ειδικότερα, οι επτά συγκεντρώσεις κατανέμονται ως εξής: 1) στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Ανάφης και Αστυπάλαιας, 2) ομοίως στην ίδια περιοχή, με ελαφρώς διαφοροποιημένη τιμή, 3) στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Νάξου – Ηράκλειας – Σχοινούσας – Κουφονησιών, 4) στην περιοχή της Θήρας και την ευρύτερη περιοχή (Ίος και Σίκινος), 5) στο βόρειο τμήμα του Κρητικού Πελάγους, νότια της Θήρας, 6) στην περιοχή της Μήλου και την ευρύτερη περιοχή της και 7) στην υποθαλάσσια περιοχή βορειοανατολικά της Σάμου και τα τουρκικά παράλια. Σχετικά με την παρουσία της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους εντοπίζεται η ταυτόχρονη παρουσία διαστολής και συστολής, με τη διαστολή να επικρατεί ελαφρώς, τόσο ως προς το μέγεθος όσο και χωρικά, έναντι της συστολής, ενώ αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι το μέγεθος τιμών διαστολής συμβαδίζει με το αντίστοιχο των τιμών συστολής. Ειδικότερα, οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών διαστολής και συστολής εντοπίζονται σε τρεις περιοχές, οι οποίες είναι οι ακόλουθες:

1) η υποθαλάσσια περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου, 2) η περιοχή της Θήρας και το υποθαλάσσιο τμήμα Θήρας – Ίου και 3) η περιοχή του βόρειου και κεντρικού τμήματος του Κρητικού Πελάγους. Επιπρόσθετα, στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους παρουσιάζονται τρεις αξιοσημείωτες συγκεντρώσεις, χαμηλότερων τιμών Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) από τις προαναφερόμενες, οι οποίες εντοπίζονται στις εξής περιοχές: 1) στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Ίου, Φολέγανδρου και Πάρου, 2) στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ Νάξου, Κουφονησιών και Αμοργού και 3) στην υποθαλάσσια βορειοανατολική περιοχή του Κρητικού Πελάγους.

- Με βάση την ανάλυση των παραμέτρων εξάγεται το συμπέρασμα ότι η σημαντικότερη τεκτονική δραστηριότητα λαμβάνει χώρα στο κεντρικό – νότιο τμήμα (περιοχή μεταξύ Μήλου, Πάρου – Νάξου, Αστυπάλαιας και κεντρικού Κρητικού Πελάγους) και το βορειοανατολικό τμήμα (υποθαλάσσια περιοχή βορειοδυτικά της Σάμου και τουρκικά παράλια) του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Στα συγκεκριμένα τμήματα εντοπίζονται υψηλές τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζονται παρόμοιου μεγέθους, ελαφρώς χαμηλότερες, τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Κατ' αντίστοιχο τρόπο, η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) των συγκεκριμένων τμημάτων χαρακτηρίζεται από την παρουσία υψηλών τιμών διαστολής και την ταυτόχρονη παρουσία παρόμοιου μεγέθους, ελαφρώς χαμηλότερων, τιμών συστολής. Επιπλέον, οι τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) των συγκεκριμένων τμημάτων χαρακτηρίζονται ως ιδιαίτερα υψηλές, αποτελώντας τις υψηλότερες ολόκληρου του Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Ως εκ τούτου, το κεντρικό – νότιο τμήμα και το βορειοανατολικό τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους χαρακτηρίζεται από τη δράση πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες παρουσιάζουν Α – Δ παράταξη (κατά τόπους διαφοροποιείται μεταξύ ΑΒΑ – ΔΝΔ και ΑΝΑ – ΔΒΔ), βάσει των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Όσον αφορά το υπόλοιπο τμήμα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους, το οποίο χαρακτηρίζεται από σαφώς χαμηλότερη τεκτονική δραστηριότητα συγκριτικά με τα προαναφερόμενα τμήματα, θεωρείται ότι δρουν ομοίως πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, ενώ πιθανό θεωρείται το ενδεχόμενο δράσης και πλάγιας συμπίεσης (transpression) ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης.

xi) Κρήτη

Τα κυριότερα σημεία της σύνθεσης των αποτελεσμάτων για την περιοχή της Κρήτης συνοψίζονται ως εξής:

- Η περιοχή της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την παρουσία μέτριας – υψηλής τεκτονικής δραστηριότητας, εκφραζόμενη με τη δράση κανονικών ρηξιγενών ζωνών και ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης.
- Η Μέγιστη Οριζόντια Έκταση (MAHE) χαρακτηρίζεται γενικότερα από την παρουσία μεσαίου μεγέθους τιμών, ενώ οι υψηλότερες συγκεντρώσεις εντοπίζονται στην περιοχή του ορίου Ηρακλείου – Λασιθίου, στην περιοχή της πεδιάδας της Μεσαράς και στον όρμο της Μεσαράς και την ευρύτερη περιοχή που εκτείνεται προς τα βόρεια, όπου εντοπίζεται το όριο Ηρακλείου – Ρεθύμνου. Σχετικά με την παρουσία της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), γενικότερα χαρακτηρίζεται από χαμηλές – μεσαίες τιμές, σαφώς χαμηλότερες από τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ η πιο αξιοσημείωτη συγκέντρωσή τους εντοπίζεται στον όρμο της Μεσαράς και το όριο μεταξύ Ηρακλείου – Ρεθύμνου, με την ταυτόχρονη παρουσία ορισμένων επιπλέον συγκεντρώσεων στο δυτικό τμήμα της Κρήτης (περιοχή Ρεθύμνου – Χανίων) και το νότιο τμήμα του Ηρακλείου (πεδιάδα της Μεσαράς). Η σύγκριση μεταξύ των τιμών της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) υποδεικνύει την επικράτηση της Μέγιστης Οριζόντια Έκτασης (MAHE) στο ανατολικό τμήμα της Κρήτης (Ηράκλειο – Λασίθι), παρουσιάζοντας τις υψηλότερες τιμές στην περιοχή της Κρήτης, με την αντίστοιχη παρουσία της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) να χαρακτηρίζεται από εξαιρετικά χαμηλότερες τιμές. Αντιθέτως, όσον αφορά το δυτικό τμήμα της Κρήτης (Ρέθυμνο – Χανιά) παρατηρείται ισορροπία μεταξύ της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης, με τις τιμές ωστόσο της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) να παρουσιάζουν ελαφρώς υψηλότερες τιμές. Παρόλα αυτά, στο νοτιοδυτικό τμήμα της Κρήτης (περιοχή Παλαιόχωρας) παρατηρείται σημαντική αύξηση της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) σε σχέση με την αντίστοιχη της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Όσον αφορά τη Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) χαρακτηρίζεται από την παρουσία μέτριων – υψηλών τιμών, με τις σημαντικότερες από αυτές να συγκεντρώνονται στο νότιο τμήμα, σε αντίθεση με το βόρειο όπου είναι περιορισμένες. Ειδικότερα, οι συγκεντρώσεις των υψηλότερων τιμών εντοπίζονται στη νότια ακτογραμμή της περιοχής του ορίου Ηρακλείου – Λασιθίου, καθώς και στην

περιοχή βόρεια του όρμου της Μεσαράς (όριο Ηρακλείου – Ρεθύμνου), ενώ ταυτόχρονα σε ολόκληρη την ενδιάμεση περιοχή του κεντρικού τμήματος της Κρήτης (κυρίως στην πεδιάδα της Μεσαράς) εντοπίζονται αξιοσημείωτες τιμές. Σχετικά με την Περιοχική Παραμόρφωση (AS), στο ανατολικό τμήμα της Κρήτης (Ηράκλειο – Λασίθι) κυριαρχεί η παρουσία της διαστολής, ενώ ταυτόχρονα η συστολή είτε είναι εξαιρετικά περιορισμένη είτε απουσιάζει. Στο δυτικό τμήμα της Κρήτης η Περιοχική Παραμόρφωση (AS) εκφράζεται κυρίως με την παρουσία συστολή, ενώ κατά τόπους εντοπίζεται και η περιορισμένη εμφάνιση διαστολής. Ωστόσο, παρά την επικράτηση της συστολής, εντούτοις οι τιμές τόσο της διαστολής όσο και της συστολής δε χαρακτηρίζονται από σημαντική διαφορά. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι στο νοτιοδυτικό τμήμα της Κρήτης (περιοχή Παλαιόχωρας) παρουσιάζεται μεταβολή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) με σταδιακή αύξηση της διαστολής.

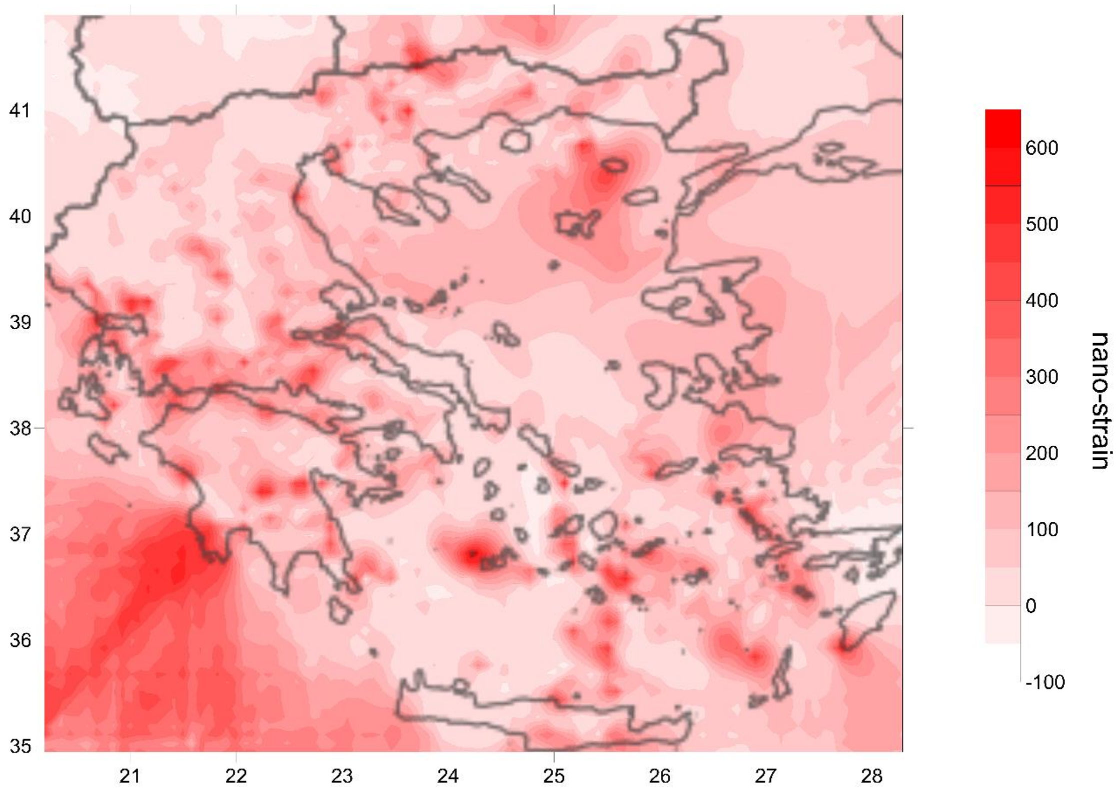
- Βάσει των αποτελεσμάτων των εξεταζόμενων παραμέτρων, η περιοχή της Κρήτης διακρίνεται σε δύο κύρια τμήματα, το ανατολικό και το δυτικό, ως όριο των οποίων θεωρείται ο όρμος της Μεσαράς και η προς τα βόρεια προέκτασή του. Το ανατολικό τμήμα (Ηράκλειο – Λασίθι) χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) και εξαιρετικά χαμηλές τιμές Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), από τη σαφή επικράτηση της διαστολής έναντι της περιορισμένης συστολής και από τις υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) που εντοπίζονται στην περιοχή της Κρήτης. Ως εκ τούτου, στο ανατολικό τμήμα της Κρήτης προκύπτει το συμπέρασμα ότι δρουν κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες χαρακτηρίζονται από ΒΒΔ – ΝΝΑ παράταξη, βάσει της διεύθυνσης των διανυσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE). Ως προς το δυτικό τμήμα (Ρέθυμνο – Χανιά), οι τιμές της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης είναι παρόμοιες, με τις τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) να εμφανίζονται ελαφρώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), η συστολή επικρατεί έναντι της διαστολής, η οποία εμφανίζεται τοπικά, χωρίς ωστόσο να παρατηρείται σημαντική διαφορά στις μεταξύ τους τιμές και η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση (MSS) χαρακτηρίζεται από μεσαίου μεγέθους τιμές και από την κατά τόπους παρουσία υψηλών τιμών. Κατά συνέπεια, στο δυτικό τμήμα της Κρήτης (Ρέθυμνο – Χανιά) δρουν πλάγιου εφελκυσμού (transtension) ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες χαρακτηρίζονται από Α – Δ παράταξη (κατά τόπος μεταβάλλεται σε ΑΝΑ – ΔΒΔ).

- Ως εκ τούτου, στο ανατολικό τμήμα της Κρήτης παρατηρείται ένα διαφορετικό τεκτονικό καθεστώς από το αντίστοιχο του δυτικού τμήματος, σύμφωνα με την ανάλυση των γεωδαιτικών αποτελεσμάτων, ενώ αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι η τεκτονική δραστηριότητα του ανατολικού τμήματος είναι σημαντικά υψηλότερη από την αντίστοιχη του δυτικού τμήματος.

Συγκεντρωτική παρουσίαση της σύνθεσης των γεωστατιστικά επεξεργασμένων αποτελεσμάτων του ελληνικού χώρου.

Στο Κεφάλαιο 6 πραγματοποιήθηκε η γεωστατιστική ανάλυση των επιμέρους περιοχών του ελληνικού χώρου και ως εκ τούτου θεωρήθηκε απαραίτητη η παρουσίαση της γεωστατιστικής επεξεργασίας του συνόλου του ελληνικού χώρου. Ειδικότερα, για το σύνολο του ελληνικού χώρου κατασκευάστηκαν συνολικά, με βάση τη μέθοδο του τριγωνισμού, 4738 διαφορετικά τρίγωνα. Στο σημείο αυτό θεωρείται απαραίτητο να επισημανθεί το γεγονός ότι η διαφοροποίηση της τεκτονικής δραστηριότητα που εντοπίζεται στις επιμέρους περιοχές του ελληνικού χώρου, η οποία σε ορισμένες περιπτώσεις εκδηλώνεται την παρουσία ακραίων (υψηλών ή χαμηλών) τιμών, οδηγεί στην επισφαλή απεικόνιση των εξεταζόμενων παραμέτρων και ως εκ τούτου θεωρήθηκε απαραίτητη η αφαίρεση των συγκεκριμένων τιμών. Ειδικότερα, με βάση την εφαρμογή της τυπικής απόκλισης, αφαιρέθηκε το 4,6% του συνόλου των τιμών (2,3% των υψηλότερων και 2,3% των χαμηλότερων, οι οποίες ισοδυναμούν με 218 τιμές), δημιουργώντας μία εξομάλυνση ως την απεικόνισή των 4520 εναπομεινάντων τιμών.

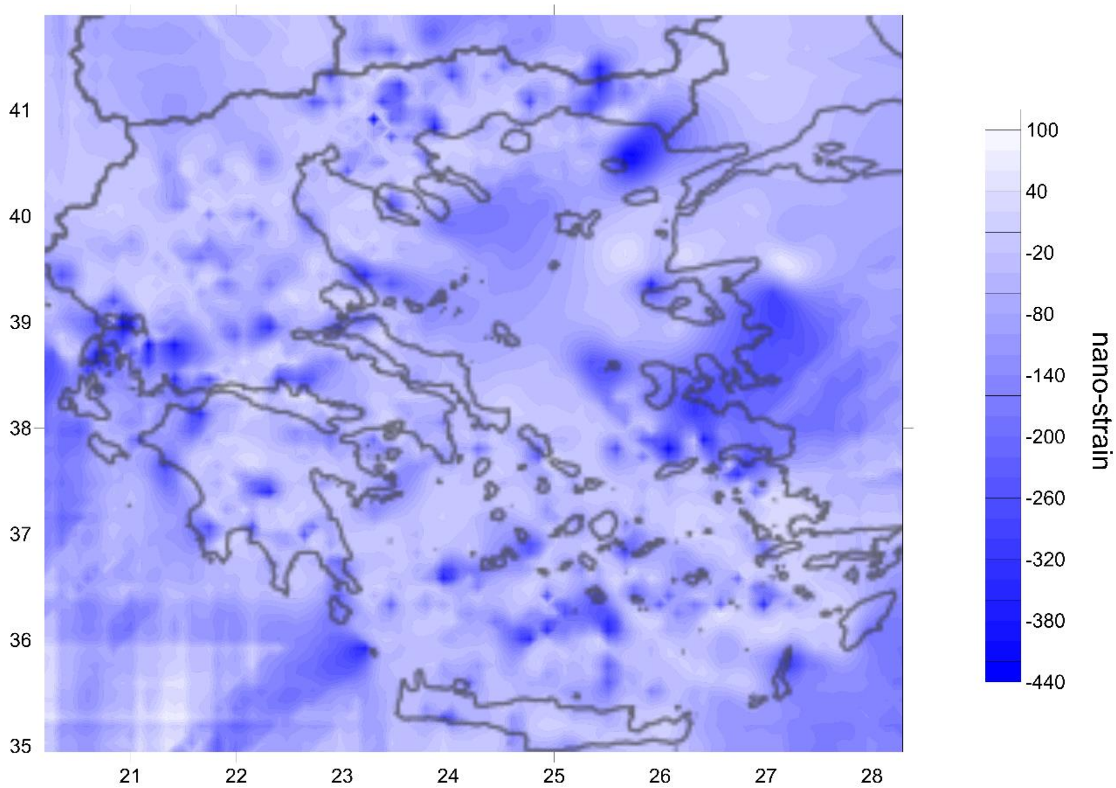
Αρχικά, η γεωστατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) για το σύνολο του ελληνικού χώρου (Εικόνα 9.1) υποδεικνύει με σαφή τρόπο ορισμένες περιοχές, όπου επικρατεί η συγκεκριμένη παράμετρος. Ειδικότερα, οι περιοχές που χαρακτηρίζονται από τις υψηλότερες τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι η περιοχή της Τάφρου (North Aegean Trough – NAT) και της Λεκάνης (North Aegean Basin – NAB) του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, καθώς επίσης και η περιοχή του Κορινθιακού – Πατραϊκού κόλπου. Δευτερευόντως, ιδιαίτερα υψηλές τιμές εντοπίζονται στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (ιδιαίτερα στο ανατολικότερο τμήμα) και στην περιοχή Δυτικής Στερεάς Ελλάδας – Παγασητικού κόλπου.



Εικόνα 9.1. Συγκεντρωτική κατανομή της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension – MAHE), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του ελληνικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 4520 διαφορετικών τιμών.

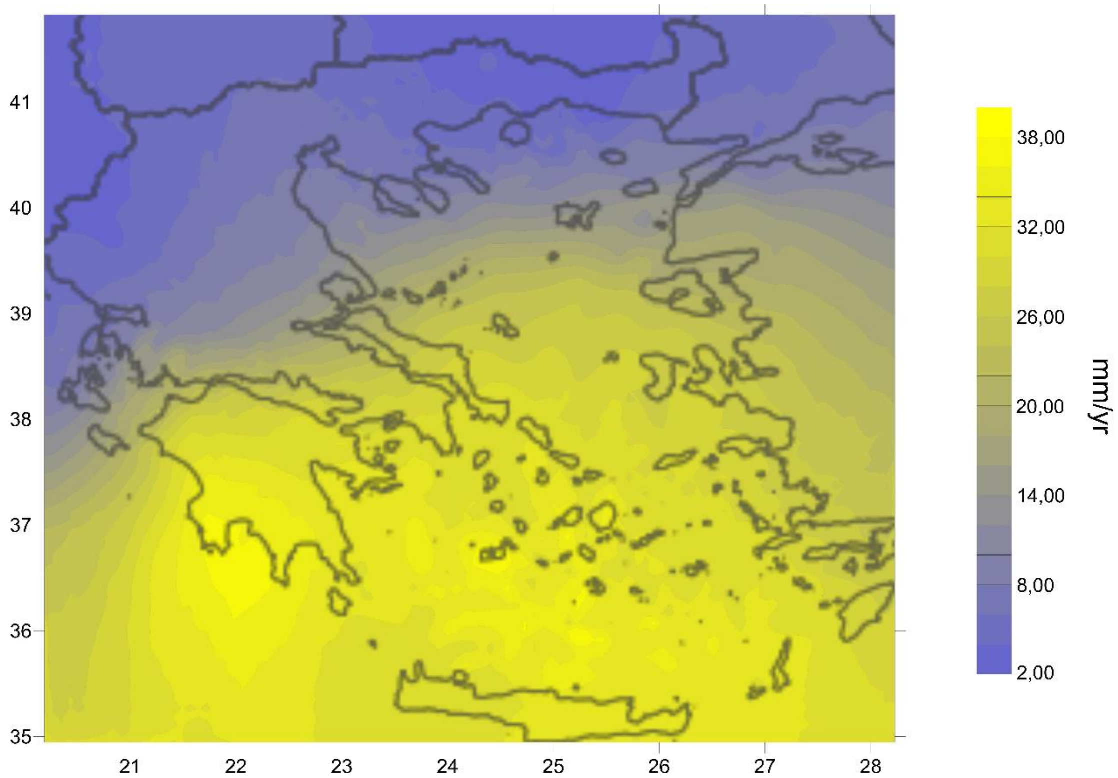
Επιπλέον, μέτριου – υψηλού μεγέθους τιμές παρουσιάζονται στην περιοχή της Θεσσαλίας (ιδιαίτερα στο ανατολικότερο τμήμα), στην περιοχή της Κεντρικής – Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, καθώς και στην περιοχή της Πελοποννήσου. Σε ολόκληρο τον υπόλοιπο ελληνικό χώρο (Ήπειρος, Δυτική Μακεδονία, Ιόνιο Πέλαγος, Κρήτη), οι τιμές της παραμέτρου της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE) είναι χαμηλότερες, συγκριτικά με τις αντίστοιχες των προαναφερόμενων περιοχών, χωρίς ωστόσο αυτό να σημαίνει ότι οι τιμές τους δεν είναι σημαντικές ή ότι δηλώνουν τεκτονικά ανενεργές περιοχές. Επιπρόσθετα, θεωρείται απαραίτητο να επισημανθεί το γεγονός ότι οι υψηλές τιμές του συνόλου των παραμέτρων που εντοπίζονται στην περιοχή του Ελληνικού Τόξου (νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου) είναι αποτέλεσμα της γεωστατιστικής επεξεργασίας και δεν αποτελούν αντιπροσωπευτικές τιμές του συγκεκριμένου τμήματος του ελληνικού χώρου.

Όσον αφορά την αντίστοιχη γεωστατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) για ολόκληρο τον ελληνικό χώρο (Εικόνα 9.2), οι υψηλότερες τιμές κυριαρχούν στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, ενώ ελαφρώς χαμηλότερες, αλλά εξίσου σημαντικές, τιμές παρουσιάζονται στην περιοχή του Βόρειο Αιγαίου Πελάγους. Στη συνέχεια, μέτριες – υψηλές τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE) εντοπίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου (περιοχή Ηλείας – Ανδραβίδας), στην περιοχή του Κρητικού Πελάγους (νότια της Θήρας) και σε ολόκληρη την περιοχή της Κεντρικής – Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης. Στις υπόλοιπες περιοχές του ελληνικού χώρου παρουσιάζονται γενικότερα χαμηλές – μέτριες τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οι οποίες κυμαίνονται στο ίδιο εύρος με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), επικρατώντας ελαφρώς η μία έναντι της άλλης. Σημειώνεται το γεγονός ότι στην περιοχή των τουρκικών παράλιων (απέναντι από την Χίο) έως και την περιοχή της Σμύρνης παρατηρούνται σημαντικές τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE), οι οποίες ωστόσο θεωρούνται επισφαλείς, λόγω της απουσίας διαθέσιμων γεωδαιτικών δεδομένων από μόνιμα εγκατεστημένους σταθμούς GPS/GNSS στην περιοχή του δυτικού τμήματος της Τουρκίας.



Εικόνα 9.2. Συγκεντρωτική κατανομή της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension – MIHE), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του ελληνικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 4520 διαφορετικών τιμών.

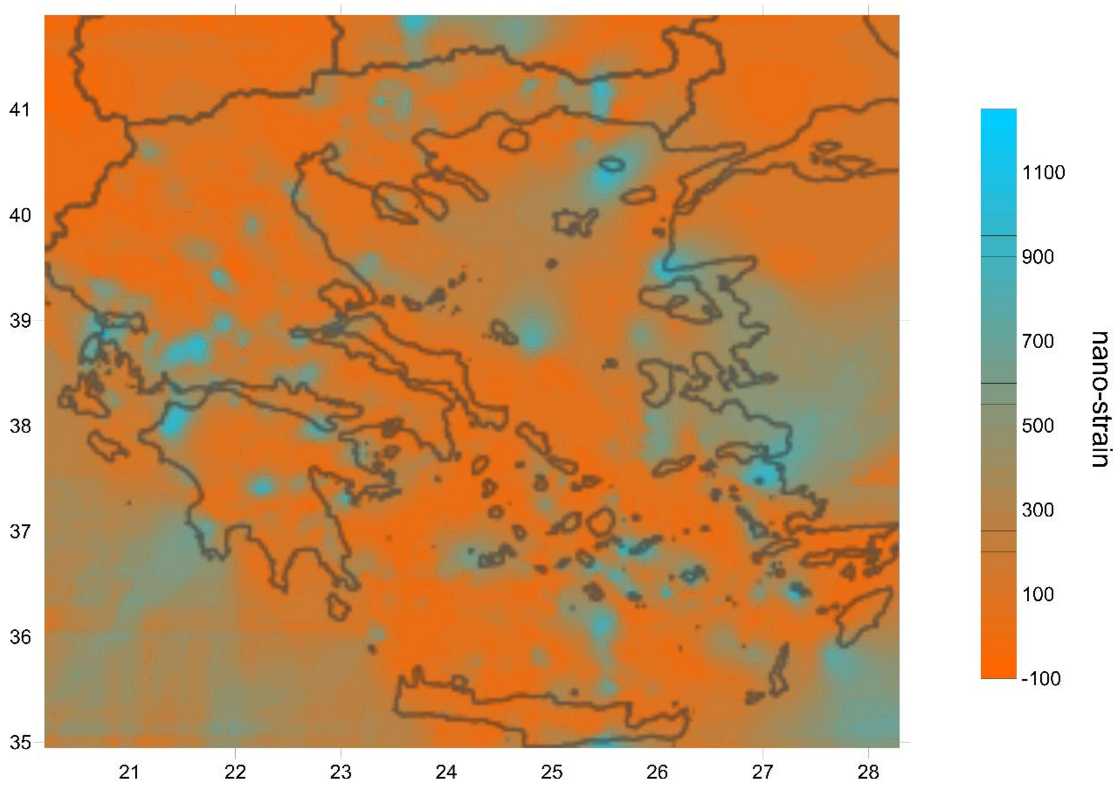
Στην Εικόνα 9.3 παρουσιάζεται η κατανομή της παραμέτρου της Συνολικής Ταχύτητας (TV) για το σύνολο του ελληνικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των τιμών των 4520 διαφορετικών τριγώνων. Τα εξαγόμενα αποτελέσματα υποδεικνύουν τη διαίρεση του ελληνικού χώρου σε δύο διακριτές, διαφορετικών ταχυτήτων περιοχές. Η βορειότερη περιοχή (μωβ χρώματος) χαρακτηρίζεται, κατά κύριο λόγο, από χαμηλές έως μέτριες τιμές Συνολικής Ταχύτητας (TV), ενώ αντιθέτως το νοτιότερο τμήμα (κίτρινου χρώματος) παρουσιάζει κυρίως μέτριες έως υψηλές τιμές Συνολικής Ταχύτητας (TV). Γεωλογικά, οι προαναφερόμενες περιοχές συμπίπτουν ουσιαστικά με τις περιοχές του γεωδυναμικού Βόρειου Αιγαίου και Νότιου Αιγαίου, αντίστοιχα, ενώ επιπρόσθετα αξιοσημείωτο θεωρείται το όριο μετάβασης από τη μία περιοχή στην άλλη. Ειδικότερα, η έναρξη του ορίου διαχωρισμού Βόρειου – Νότιου Αιγαίου τοποθετείται στη Θάλασσα του Μαρμαρά, όπου εντοπίζεται η απόληξη της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας και ακολούθως εκτείνεται στην περιοχή της θάλασσας του Βόρειου Αιγαίου, όπου αναπτύσσονται οι τεκτονικές δομές της Τάφρου (North Aegean Trough – NAT) και της Λεκάνης (North Aegean Basin – NAB) του Βόρειου Αιγαίου, οι οποίες συνδέονται με τις ρηξιγενείς ζώνες που αποτελούν, ουσιαστικά, την προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας. Στη συνέχεια, το όριο αναπτύσσεται στην περιοχή του Παγασητικού και του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου και ακολούθως διασχίζει την ηπειρωτική Ελλάδα (κυρίως την περιοχή της Στερεάς Ελλάδας), καταλήγοντας στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους και ειδικότερα, νότια από το νησί της Κεφαλλονιάς. Ως προς το αμιγώς ποσοτικό σκέλος της παραμέτρου της Συνολικής Ταχύτητας (TV), οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται στην περιοχή της νοτιοδυτικής Πελοποννήσου, ενώ οι αντίστοιχες χαμηλότερες καταγράφονται στην περιοχή της Θράκης. Το συγκεκριμένο γεγονός σχετίζεται με τη τεκτονική δράση της Ευρασιατικής – Αφρικανικής ζώνης υποβύθισης, ενώ ειδικότερα παρατηρείται το γεγονός ότι η μείωση της απόστασης από την προαναφερόμενη ζώνη συνοδεύεται από αύξηση των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV) και αντιθέτως αύξηση της συγκεκριμένης απόστασης συνοδεύεται αντίστοιχα από μείωση αύξηση των τιμών της Συνολικής Ταχύτητας (TV).



Εικόνα 9.3. Συγκεντρωτική κατανομή της Συνολικής Ταχύτητας (TV), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του ελληνικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 4520 διαφορετικών τιμών.

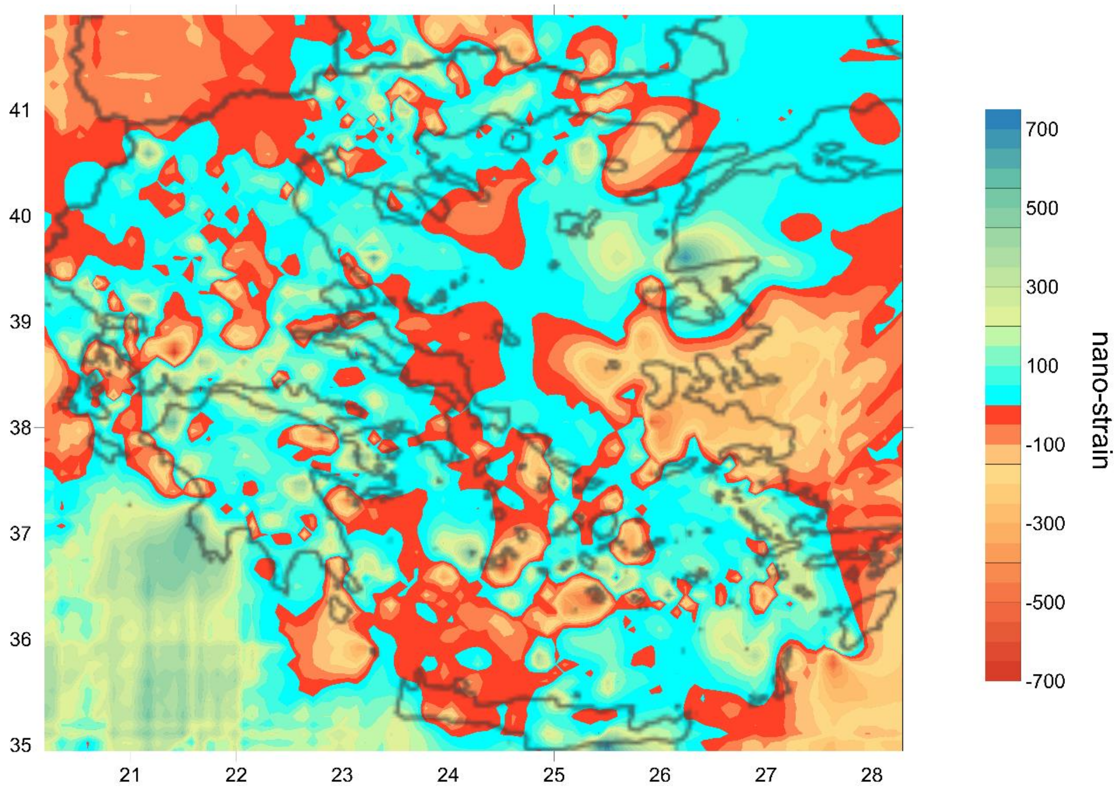
Η κατανομή των αποτελεσμάτων της παραμέτρου της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) (Εικόνα 9.4) χαρακτηρίζεται από την παρουσία διάσπαρτων συγκεντρώσεων υψηλών τιμών σε ολόκληρη την περιοχή του ελληνικού χώρου. Ειδικότερα, το δυτικό τμήμα της Ελλάδας χαρακτηρίζεται από την παρουσία σημαντικών τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) και ειδικότερα η περιοχή του Ιόνιου Πελάγους, του Πατραϊκού κόλπου, της βορειοδυτικής Πελοποννήσου και της δυτικής Στερεάς Ελλάδας. Επιπρόσθετα, συγκεντρώσεις παρόμοιων τιμών εντοπίζονται στην περιοχή της Τάφρου του Βόρειου (North Aegean Trough – NAT) και της Τάφρου (Central Aegean Trough – CAT) του Κεντρικού Αιγαίου Πελάγους, ενώ αντίστοιχες συγκεντρώσεις τιμών (με μικρές αποκλίσεις) παρατηρούνται στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου Πελάγους και την περιοχή των Κυκλάδων. Επιπλέον, ορισμένες αξιοσημείωτες συγκεντρώσεις της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) παρουσιάζονται στις περιοχές της Κεντρικής Μακεδονίας και Θράκης, στην περιοχή της Θεσσαλίας και της Πελοποννήσου.

Γενικότερα, από την παρατήρηση της συγκέντρωσης των τιμών της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS) προκύπτει το συμπέρασμα ότι οι υψηλές συγκεντρώσεις της συγκεκριμένης παραμέτρου εντοπίζονται στις ίδιες περιοχές με τις αντίστοιχές της Μέγιστης (MAHE) και της Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης.



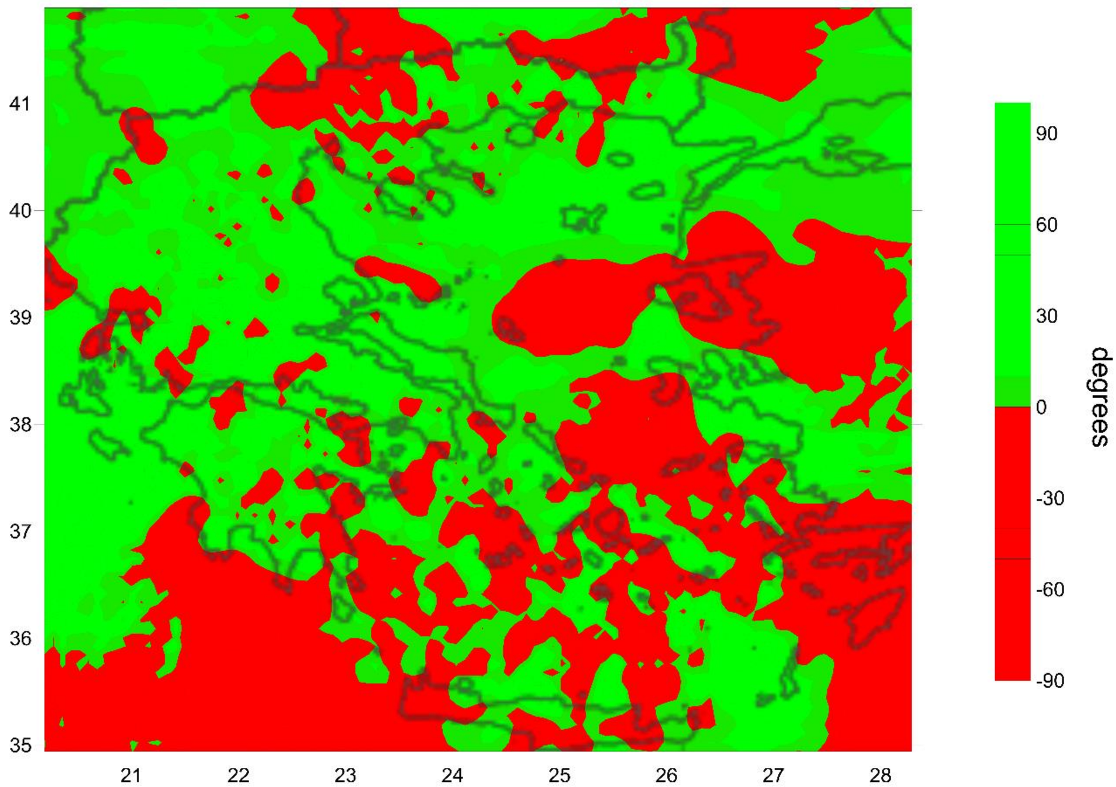
Εικόνα 9.4. Συγκεντρωτική κατανομή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του ελληνικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 4520 διαφορετικών τιμών.

Η παράμετρος της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), όπως έχει ήδη αναλυθεί σε προηγούμενα κεφάλαια, διακρίνεται σε δύο τύπους: τη διαστολή (θετικές τιμές) και τη συστολή (αρνητικές τιμές). Η συγκεντρωτική χωρική κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) (Εικόνα 9.5) υποδεικνύει τη σαφή επικράτηση της διαστολής στον ελληνικό χώρο, η οποία συνδέεται με εκτατική τεκτονική, έναντι της συστολής, η οποία σχετίζεται κατά κύριο λόγο με συμπιεστικά τεκτονικά φαινόμενα. Ωστόσο, η συγκεκριμένη επικράτηση χαρακτηρίζει, κατά κύριο λόγο, το ποιοτικό σκέλος αυτής της παραμέτρου, καθώς κατά την ποσοτική τους σύγκριση παρατηρείται το γεγονός ότι οι απόλυτες τιμές της διαστολής και της συστολής κυμαίνονται μεταξύ του ίδιου εύρους. Αρχικά, όσον αφορά τη διαστολή, οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται στην περιοχή του Κορινθιακού – Πατραϊκού κόλπου, στην περιοχή της Θεσσαλίας (νότιο τμήμα – Παγασητικός κόλπος), στην περιοχή της Λεκάνης του Βόρειο Αιγαίου (North Aegean Basin – NAB) και την περιοχή της Λέσβου – Biga χερσονήσου. Επιπλέον, ορισμένες επιπρόσθετες, εξίσου σημαντικές αλλά χαμηλότερες τιμές, παρατηρούνται στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, της Πελοποννήσου και του Ανατολικού Αιγαίου Πελάγους. Αντίστοιχα, οι υψηλότερες τιμές της συστολής εντοπίζονται στο Ιόνιο Πέλαγος, τη Δυτική Στερεά Ελλάδα (κυρίως στον Αμβρακικό κόλπο και νότια αυτού), την Τάφρο του Βόρειου Αιγαίου (North Aegean Trough – NAT), το Κεντρικό Αιγαίο Πέλαγος (περιοχή της Χίου) και το Νότιο Αιγαίο Πέλαγος, ενώ δευτερευόντως αξιοσημείωτες τιμές εντοπίζονται στην περιοχή Κεντρικής – Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, καθώς και στην περιοχή της Θεσσαλίας. Η συσχέτιση της παραμέτρου της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) με την αντίστοιχη της Μέγιστης (MAHE) και Ελάχιστης (MIHE) Οριζόντιας Έκτασης υποδεικνύει το γεγονός ότι οι περιοχές υψηλών τιμών διαστολής ταυτίζονται σε σημαντικό βαθμό με τις αντίστοιχες υψηλών τιμών Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MAHE), ενώ κατά ανάλογο τρόπο οι περιοχές υψηλών τιμών συστολής ταυτίζονται σε σημαντικό βαθμό με τις αντίστοιχες υψηλών τιμών Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MIHE). Ταυτόχρονα, οι περιοχές υψηλών τιμών της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) ταυτίζονται σχεδόν πλήρως με τις αντίστοιχες της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (MSS). Γενικότερα, η κυριότερη παρατήρηση που εντοπίζεται κατά τη μελέτη της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) είναι η σαφής συνύπαρξη διαστολής – συστολής σε ολόκληρο τον ελληνικό χώρο, ενώ οι περιπτώσεις επικράτησης ενός τύπου Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) είναι περιορισμένες και τοπικού χαρακτήρα. Γεωλογικά, η συγκεκριμένη μορφή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS) υποδεικνύει την επικράτηση της δράσης ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης στον ελληνικό χώρο, ενώ κατά τόπους παρουσιάζονται αξιοσημείωτες περιπτώσεις, στις οποίες επικρατεί η δράση είτε κανονικών είτε ανάστροφων ρηξιγενών ζωνών.



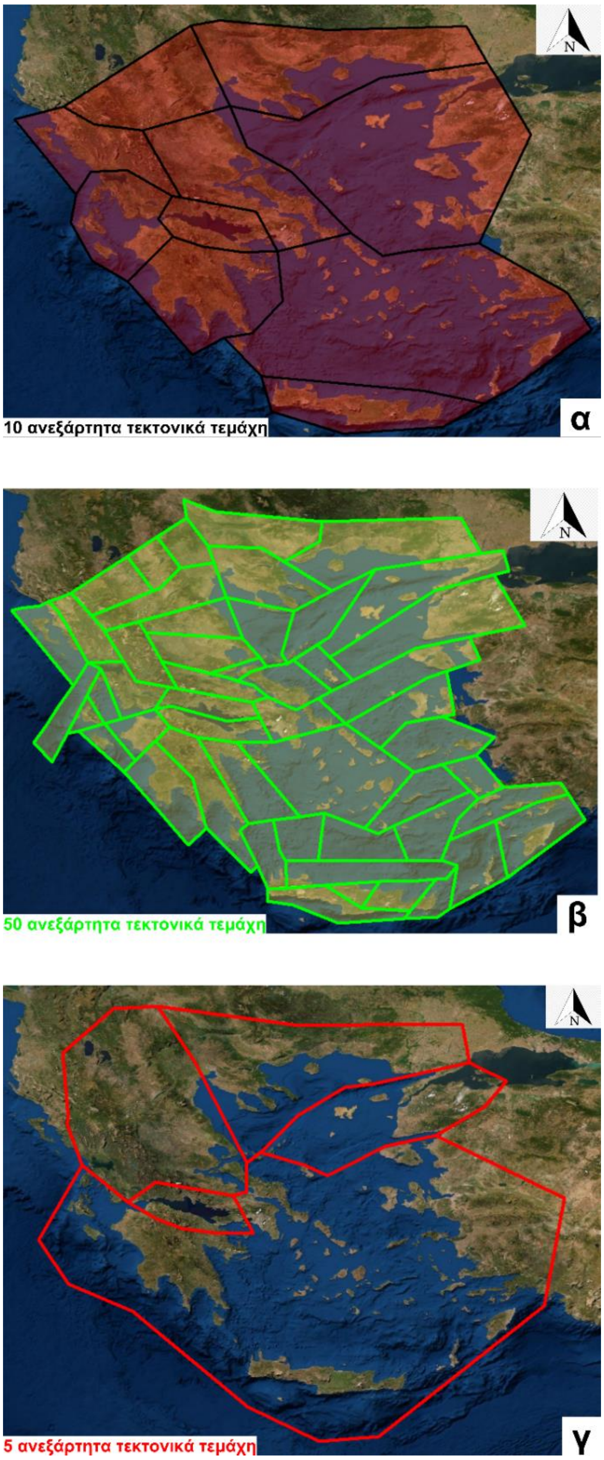
Εικόνα 9.5. Συγκεντρωτική κατανομή της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του ελληνικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 4520 διαφορετικών τιμών.

Κατά τη μελέτη της παραμέτρου της Περιστροφής (Rot) πραγματοποιείται η διαίρεση του ελληνικού χώρου σε δύο διακριτές περιοχές, εκ των οποίων η πρώτη χαρακτηρίζεται από δεξιόστροφη περιστροφή και η δεύτερη από αριστερόστροφη περιστροφή. Ειδικότερα, η περιοχή δεξιόστροφης περιστροφής επικρατεί, χωρικά, έναντι της αντίστοιχης αριστερόστροφης, καθώς συμπεριλαμβάνει το σύνολο του ηπειρωτικού, ελληνικού χώρου και του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, ενώ αντιθέτως η περιοχή αριστερόστροφης περιστροφής καταλαμβάνει το χώρο του Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου Πελάγους και την περιοχή της Κρήτης. Όσον αφορά το ρυθμό περιστροφής, οι υψηλότερες τιμές δεξιόστροφης περιστροφής εντοπίζονται κατά κύριο λόγο στην περιοχή της Στερεάς Ελλάδας και της Θεσσαλίας και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή του Βόρειου Ευβοϊκού και του Παγασητικού κόλπου, ενώ εξίσου σημαντικές τιμές δεξιόστροφης περιστροφής εντοπίζονται στην περιοχή του Ιόνιου Πελάγους και, μερικώς, στην περιοχή της Ηπείρου. Αντιθέτως, ο δεξιόστροφος ρυθμός περιστροφής των υπόλοιπων περιοχών (Πελοπόννησος, Μακεδονία, Θράκη και Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος) χαρακτηρίζεται από χαμηλές τιμές, προσεγγίζοντας σε αρκετές περιπτώσεις το μηδέν. Στην περίπτωση των περιοχών αριστερόστροφης περιστροφής, οι υψηλότερες τιμές του ρυθμού περιστροφής εντοπίζονται στην περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου Πελάγους (στην Ρόδο και την ευρύτερη περιοχή της), ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζεται μείωση των τιμών του προς τα δυτικά, λαμβάνοντας τελικά τις χαμηλότερες τιμές στο δυτικό – νοτιοδυτικό τμήμα του. Παρά το γεγονός ότι ορίζονται δύο περιοχές, αντίθετου τύπου περιστροφής, εντούτοις στο εσωτερικό της καθεμίας εντοπίζονται, κατά τόπους, περιστροφές του αντίθετου τύπου. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, η οποία χαρακτηρίζεται από αξιοσημείωτες αριστερόστροφες περιστροφές, παρά το γεγονός ότι ανήκει σε μία ευρύτερη περιοχή, η οποία παρουσιάζει δεξιόστροφη περιστροφή και ουσιαστικά συμπεριλαμβάνει την αντιθετικής περιστροφής, προαναφερόμενη περιοχή. Αντιστοίχως, στην αριστερόστροφη περιοχή του Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου Πελάγους παρουσιάζονται, κατά τόπους, συγκεντρώσεις τιμών δεξιόστροφης περιστροφής. Γεωλογικά, τα συγκεκριμένα αποτελέσματα υποδεικνύουν τη διάκριση του ελληνικού χώρου σε δύο κύρια τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού, καθένα εκ των οποίων χαρακτηρίζεται από ανεξάρτητη τεκτονική συμπεριφορά, συνθέτοντας το πολύπλοκο γεωτεκτονικό καθεστώς του ελληνικού χώρου. Επιπρόσθετα, θεωρείται πιθανό, μεταξύ των δυο αυτών περιοχών, να δρα κάποια σημαντική τεκτονική δομή, η οποία ενεργοποιεί τη δεξιόστροφη και αριστερόστροφη κίνηση των προαναφερόμενων περιοχών.



Εικόνα 9.6. Συγκεντρωτική κατανομή της Περιστροφής (Rot), σύμφωνα με τη μέθοδο παρεμβολής (Interpolation – Kriging), στην περιοχή του ελληνικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των 4520 διαφορετικών τιμών.

Λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των γεωδαιτικών αποτελεσμάτων πραγματοποιήθηκε η ομαδοποίησή τους, βάσει της οποίας ο ελληνικός χώρος διαιρέθηκε σε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) (Εικόνα 9.7α), ενώ η αντίστοιχη διαδικασία ακολουθήθηκε και κατά την αξιολόγηση των γεωλογικών κριτηρίων (Εικόνα 9.7β). Ο συνδυασμός των δύο μοντέλων διαίρεσης οδήγησε στη σύνθεση του τελικού μοντέλου διαχωρισμού (Εικόνα 9.7γ).



Εικόνα 9.7. (α) Γεωδαιτικό μοντέλο διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε 10 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, (b) Γεωλογικό μοντέλο διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε 50 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, (γ) Τελικό μοντέλο διαίρεσης του ελληνικού χώρου σε 5 ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) του ανώτερου φλοιού, συνθέτοντας τις παραμέτρους του γεωλογικού και του γεωδαιτικού μοντέλου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα γενικά συμπεράσματα της παρούσας διδακτορικής διατριβής συνοψίζονται ως εξής:

- Ο ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται από μία γενικότερη έντονη τεκτονική δραστηριότητα, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνεται από τη συνεχή μεταβολή του τεκτονικού καθεστώτος στο εσωτερικό του, αλλά και από το έντονο γεωδυναμικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής. Οι κυρίαρχες τεκτονικές δομές είναι Ελληνικό Τόξο (Hellenic Arc – HA), η Τάφρος (North Aegean Trough – NAT) και η Λεκάνη (North Aegean Basin – NAB) του Βόρειου Αιγαίου και η Τάφρος του Κορινθιακού κόλπου (Corinth Gulf Rift – CGR), αλλά παρόλα αυτά στην παρούσα διατριβή επισημαίνονται ορισμένες επιπρόσθετες περιοχές, αξιοσημείωτων τεκτονικών δομών, έντονης τεκτονικής δράσης. Ειδικότερα, χαρακτηριστικά παραδείγματα αποτελούν οι εξής περιοχές: 1) Αμβρακικός κόλπος, 2) Παγασητικός κόλπος (ευρύτερη περιοχή του Βόλου), 3) Ρόδος, 4) κεντρικό τμήμα της Νότιας Κρήτης, 5) νοτιοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου (λόγω μεταβολής του τύπου των ρηξιγενών ζωνών από κανονικές σε οριζόντιας μετατόπισης), 6) Ανατολική Μακεδονία – Θράκη (το παράλιο τμήμα της περιοχής και η περιοχή κοντά στα ελληνοβουλγαρικά σύνορα).
- Η ερμηνεία των γεωδαιτικών αποτελεσμάτων υποδεικνύει τη δράση και των τριών τύπων παραμορφώσεων του ανώτερου φλοιού στην περιοχή του ελληνικού χώρου, οι οποίοι συνδέονται με κανονικές ρηξιγενείς ζώνες, ανάστροφες ρηξιγενείς ζώνες και ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης. Παρά το γεγονός ότι παρουσιάζονται σημαντικές κανονικές (π.χ. Κορινθιακός κόλπος, Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος, λεκάνη της Πτολεμαΐδας, κλπ.) και ανάστροφες ρηξιγενείς ζώνες (π.χ. Ιόνιο Πέλαγος, Ήπειρος, κλπ.) σε διαφορετικές περιοχές του ελληνικού χώρου, εντούτοις οι

ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης είναι οι κυρίαρχες τεκτονικές δομές του ελληνικού χώρου, βάσει της ερμηνείας των γεωδαιτικών αποτελεσμάτων. Ειδικότερα, οι ρηξιγενείς ζώνες οριζόντιας μετατόπισης της Τάφρου του Βόρειου Αιγαίου (North Aegean Trough – NAT), οι οποίες αποτελούν την προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης της Ανατολίας στον ελληνικό χώρο, είναι οι σημαντικότερες δομές αυτού του τύπου εντός της εξεταζόμενης περιοχής. Βάσει των συγκεκριμένων ρηξιγενών ζωνών αναπτύσσονται διατμητικές δομές Riedel (Riedel shears), οι οποίες παρουσιάζονται με τη μορφή ρηξιγενών ζωνών οριζόντιας μετατόπισης (η παράταξή τους σχηματίζει γωνία περίπου 120 μοιρών με την παράταξη των προαναφερόμενων, κύριων ρηξιγενών ζωνών) σε μεγάλο τμήμα ελληνικού, ηπειρωτικού χώρου.

- Η επιμέρους διαίρεση του ελληνικού χώρου σε τεκτονικά τεμάχη του ανώτερου φλοιού, με βάση γεωλογικά και γεωδαιτικά κριτήρια, οδήγησε στην εξαγωγή 50 και 10 ανεξάρτητων τεκτονικών τεμαχών (blocks), αντίστοιχα. Κατά το συνδυασμό των δύο διαφορετικών τύπων διαχωρισμού προέκυψαν συνολικά πέντε ανεξάρτητα τεκτονικά τεμάχη (blocks) καθένα εκ των οποίων χαρακτηρίζεται από ανεξάρτητη τεκτονική συμπεριφορά σε σχέση με τα γειτονικά του.

- Συμπερασματικά, η εφαρμογή της δορυφορικής γεωδαισίας, βάσει της χρήσης λεπτομερών και πρωτογενών γεωδαιτικών δεδομένων, καθιστά δυνατή την αξιόπιστη ποιοτική, ποσοτική και πολυπαραμετρική μελέτη του τεκτονικού καθεστώτος και της γεωδυναμικής εξέλιξης μίας περιοχής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aksoy, M. E., Meghraoui, M., Vallée, M., & Çakir, Z. (2010). Rupture characteristics of the A.D. 1912 Mürefte (Ganos) earthquake segment of the North Anatolian fault (western Turkey). *Geology, 38*(11), 991–994. https://doi.org/10.1130/G31447.1

Aktar, M., Karabulut, H., Özalaybey, S., & Childs, D. (2007). A conjugate strike-slip fault system within the extensional tectonics of Western Turkey. *Geophysical Journal International*. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03598.x

Aktug, B., Nocquet, J. M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P., et al. (2009). Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114*(10). https://doi.org/10.1029/2008JB006000

Alcik, H. (2018). Investigation of local site responses at the Bodrum peninsula (Southwest of Turkey) using the mainshock and aftershocks of the 20 July 2017 MW6.6 Bodrum-Kos earthquake. *Annals of Geophysics*. https://doi.org/10.4401/ag-7637

Alexandri, M., Papanikolaou, D., Nomikou, P., & Ballas, D. (2001). Geological Structure of the Myrtoon Basin (Aegean Sea) Based on Swath Bathymetry. In *Rapport Commission International pour l' exploration scientifique de la MerMediterranee* (p. 36:3).

Allmendinger, R. W., Reilinger, R., & Loveless, J. (2007). Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics*. https://doi.org/10.1029/2006TC002030

Altinok, Y., Alpar, B., Özer, N., & Gazioglu, C. (2005). 1881 and 1949 earthquakes at the Chios-Cesme Strait (Aegean Sea) and their relation to tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Science*. https://doi.org/10.5194/nhess-5-717-2005

Altunel, E., Stewart, I. S., Barka, A., & Piccardi, L. (2003). Earthquake faulting at ancient Cnidus, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*.

Altunel, E., Meghraoui, M., Akyuz, H. S., & Dikbas, A. (2004). Characteristics of the 1912 co-seismic rupture along the North Anatolian Fault Zone (Turkey): implications for the expected Marmara earthquake. *Terra Nova*, *16*(4), 198–204. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00552.x

Alves, T. M., Lykousis, V., Sakellariou, D., Alexandri, S., & Nomikou, P. (2007). Constraining the origin and evolution of confined turbidite systems: southern Cretan margin, Eastern Mediterranean Sea (34°30–36°N). *Geo-Marine Letters*, *27*(1), 41–61. https://doi.org/10.1007/s00367-006-0051-1

Ambraseys, N. (2002). The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 1–18. https://doi.org/10.1785/0120000843

Ambraseys, N. N. (2001). Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Geophysical Journal International*, *145*(2), 471–485. https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2001.01396.x

Ambraseys, N. N., & Finkel, C. F. (1987). The Saros – Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, *15*(2), 189–211. https://doi.org/10.1002/eqe.4290150204

Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A. (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophysical Journal International*, *101*(3), 663–708. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05577.x

Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A. (1997). Seismicity and strain in the gulf of Corinth (Greece) since 1694. *Journal of Earthquake Engineering*, *1*(3), 433–474. https://doi.org/10.1080/13632469708962374

Ambraseys, N. N., & White, D. (1997). The seismicity of the eastern mediterranean region 550-1 BC: A reappraisal. *Journal of Earthquake Engineering*. https://doi.org/10.1080/13632469708962380

Ambraseys, N. (2015). *Earthquakes in the mediterranean and middle east: A multidisciplinary study of seismicity up to 1900*. *Earthquakes in the*

Mediterranean and Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity Up to 1900. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9781139195430

Andinisari, R., Konstantinou, K. I., & Ranjan, P. (2020). Seismotectonics of SE Aegean inferred from precise relative locations of shallow crustal earthquakes. *Journal of Seismology*, *24*, 1–22. https://doi.org/10.1007/s10950-019-09881-8

Angelier, J., Dumont, J. F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Şimşek, Ş., & Uysal, Ş. (1981). Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene. *Tectonophysics*, *75*(3–4), T1–T9. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90271-7

Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90081-7

Angelier, J., Lybéris, N., Le Pichon, X., Barrier, E., & Huchon, P. (1982). The tectonic development of the hellenic arc and the sea of crete: A synthesis. *Tectonophysics*, *86*, 159–196. https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90066-X

Anzidei, M., Baldi, P., Pesci, A., Esposito, A., Galvani, A., Loddo, F., et al. (2005). Geodetic deformation across the Central Apennines from GPS data in the time span 1999-2003. *Annals of Geophysics*, *48*(2), 259–271. https://doi.org/10.4401/ag-4405

Argus, D. F., Gordon, R. G., DeMets, C., & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research*, *94*(B5), 5585. https://doi.org/10.1029/JB094iB05p05585

Armijo, R., Lyon-Caen, H., & Papanastassiou, D. (1991). A possible normal-fault rupture for the 464 BC Sparta earthquake. *Nature*, *351*(6322), 137–139. https://doi.org/10.1038/351137a0

Armijo, R., Lyon-Caen, H., & Papanastassiou, D. (1992). East-west extension and

Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, *20*, 491–494. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0491:EWEAHN>2.3.CO;2

Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A., & Papanastassiou, D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, *126*(1), 11–53. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb05264.x

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., & Barka, A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, *27*(3), 267–270. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2

Atzemoglou, A., Tsourlos, P., & Pavlides, S. (1998). Investigation of the Tectonic Structure of the NW Part of the Amynteon Basin (NW Greece) by means of a Vertical Electrical Sounding (VES) survey. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, *6*(4), 188–201.

Aubouin, J. (1959). Contribution à l'étude de la Grèce septentrionale; les confins de l'Epire et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays Helléniques*, *10*, 1–483.

Augier, R., Jolivet, L., Gadenne, L., Lahfid, A., & Driussi, O. (2015). Exhumation kinematics of the Cycladic Blueschists unit and back-arc extension, insight from the Southern Cyclades (Sikinos and Folegandros Islands, Greece). *Tectonics*, *34*(1), 152–185. https://doi.org/10.1002/2014TC003664

Baarda, W. (1973). S-Transformation and Criterion Matrices. *Geodetic Commision, Publications on Geodesy, New Series*, *5*(1).

Barka, A., & Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica*, *40*(3), 587–610. https://doi.org/10.4401/ag-3892

Barka, A. A., & Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, *7*(3), 663–684. https://doi.org/10.1029/TC007i003p00663

Bartole, R., Catani, G., Lenardon, G., & Vinci, A. (1983). Tectonics and sedimentation of the southern Aegean Sea. *Boll. Oceanol. Teor. App.*, *1*, 319–340.

Beavan, J., & Haines, J. (2001). Contemporary horizontal velocity and strain rate fields of the Pacific-Australian plate boundary zone through New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. https://doi.org/10.1029/2000jb900302

Beckers, A., Hubert-Ferrari, A., Beck, C., Bodeux, S., Tripsanas, E., Sakellariou, D., & De Batist, M. (2015). Active faulting at the western tip of the Gulf of Corinth, Greece, from high-resolution seismic data. *Marine Geology*, *360*, 55–69. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.003

Bell, R. E., McNeill, L. C., Bull, J. M., Henstock, T. J., Collier, R. E. L., & Leeder, M. R. (2009). Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research*, *21*(6), 824–855. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x

Bencini, P., Dermanis, A., Livieratos, E., & Rossikopoulos, D. (1982). Crustal Deformation at the Friuli Area from Discrete and Continuous Geodetic Prediction Techniques. *Bollettino Di Geodesia e Scienze Affini*, *XLI*, 137–148.

Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F., et al. (2002). Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by 36 Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes. *Geophysical Research Letters*, *29*, 87–1/87–4. https://doi.org/10.1029/2001gl014510

Benetatos, C., Kiratzi, A., Papazachos, C., & Karakaisis, G. (2004). Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Arc. *Journal of Geodynamics*. https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.02.002

Benetatos, C., Kiratzi, A., Kementzetzidou, K., Roumelioti, Z., Karakaisis, G., Scordilis, E., et al. (2004). THE PSACHNA (EVIA ISLAND) EARTHQUAKE SWARM OF JUNE 2003. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *36*(3), 1379. https://doi.org/10.12681/bgsg.16504

Benetatos, C., Kiratzi, A., Roumelioti, Z., Stavrakakis, G., Drakatos, G., & Latoussakis,

I. (2005). The 14 August 2003 Lefkada Island (Greece) earthquake: Focal mechanisms of the mainshock and of the aftershock sequence. *Journal of Seismology*, *9*(2), 171–190. https://doi.org/10.1007/s10950-005-7092-1

Benetatos, C., Roumelioti, Z., Kiratzi, A., & Melis, N. (2002). Source parameters of the M 6.5 Skyros Island (North Aegean Sea) earthquake of July 26, 2001. *Annals of Geophysics*. https://doi.org/10.4401/ag-3525

Benetatos, C., Kiratzi, A., Ganas, A., Ziazia, M., Plessa, A., & Drakatos, G. (2006). Strike-slip motions in the Gulf of Siğaçik (western Turkey): Properties of the 17 October 2005 earthquake seismic sequence. *Tectonophysics*, *426*(3–4), 263–279. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.003

Bibby, H. M. (1975). Crustal strain from triangulation in Marlborough, New Zealand. *Tectonophysics*, *29*(1–4), 529–540. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90180-8

Bibby, H. M. (1982). Unbiased estimate of strain from triangulation data using the method of simultaneous reduction. *Tectonophysics*, *82*(1–2), 161–174. https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90093-2

Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., et al. (1991). Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, *350*(6314), 124–129. https://doi.org/10.1038/350124a0

Bitharis, S, Fotiou, A., Pikridas, C., & Rossikopoulos, D. (2015). A new crustal velocity field of Greece based on seven years (2008-2014) continuously operating GPS station data. In *IUGG 26th General Assembly*. Prague, Czech Republic.

Bitharis, S., Fotiou, A., Pikridas, C., & Rossikopoulos, D. (2016). A New Velocity Field of Greece Based on Seven Years (2008–2014) Continuously Operating GPS Station Data (pp. 321–329). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/1345_2016_230

Blanpied, C., & Stanley, D. J. (1981). Uniform Mud (Unifite) Deposition in the Hellenic Trench, Eastern Mediterranean. *Smithsonian Contributions to the Marine*

Sciences, (13), 1–40. https://doi.org/10.5479/si.01960768.13

Boccalei, M., Manetti, P., & Peccerillo, A. (1974). The balkanids as an instance of back-arc thrust belt: Possible relation with the hellenids. *Bulletin of the Geological Society of America*, *85*(7), 1077–1084. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1077:TBAAIO>2.0.CO;2

Boccaletti, M., Caputo, R., Mountrakis, D., Pavlides, S., & Zouros, N. (1997). Paleoseismicity of the Souli Fault, Epirus, western Greece. *Journal of Geodynamics*, *24*(1–4), 117–127. https://doi.org/10.1016/s0264-3707(97)00013-6

Bocchini, G. M., Brüstle, A., Becker, D., Meier, T., van Keken, P. E., Ruscic, M., et al. (2018). Tearing, segmentation, and backstepping of subduction in the Aegean: New insights from seismicity. *Tectonophysics*, *734–735*, 96–118. https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2018.04.002

Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J. F., Stevens, C. W., McCaffrey, R., Subarya, C., et al. (2003). Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements. *Journal of Geophysical Research*, *108*(B8). https://doi.org/10.1029/2001jb000324

Bohnhoff, M., Harjes, H. P., & Meier, T. (2005). Deformation and stress regimes in the Hellenic subduction zone from focal mechanisms. *Journal of Seismology*, *9*, 341–366. https://doi.org/10.1007/s10950-005-8720-5

Boncori, J. P. M., Papoutsis, I., Pezzo, G., Tolomei, C., Atzori, S., Ganas, A., et al. (2015). The February 2014 Cephalonia earthquake (Greece): 3D deformation field and source modeling from multiple SAR techniques. *Seismological Research Letters*, *86*(1), 124–137. https://doi.org/10.1785/0220140126

Bonev, N., & Beccaletto, L. (2007). From syn- to post-orogenic Tertiary extension in the north Aegean region: Constraints on the kinematics in the easternRhodope-Thrace, Bulgaria-Greece and the Biga Peninsula, NW Turkey. *Geological Society Special Publication*, *291*(1), 113–142. https://doi.org/10.1144/SP291.6

Bortolotti, V., & Principi, G. (2005). Tethyan ophiolites and Pangea break-up. *The Island Arc*, *14*(4), 442–470. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00478.x

Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Buyuk Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications. *Geological Society Special Publication*, *173*(1), 385–403. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.18

Boztepe-Güney, A., Yilmaz, Y., Demirbağ, E., Ecevitoğlu, B., Arzuman, S., & Kuşçu, I. (2001). Reflection seismic study across the continental shelf of Baba Burnu promontory of Biga Peninsula, northwest Turkey. *Marine Geology*, *176*(1–4), 75–85. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00170-0

Bradley, K. E., Vassilakis, E., Hosa, A., & Weiss, B. P. (2013). Segmentation of the Hellenides recorded by Pliocene initiation of clockwise block rotation in Central Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, *362*, 6–19. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.043

Briole, P., Armijo, R., Avallone, A., Bernard, P., Charara, R., Deschamps, A., Dimitrov, D., Elias, P.,Grandin, R., Ilieva, M., Lambotte, S., Lyon-Caen, H., Meyer, B., Mouratidis, A., Nercessian, A., Papanastassiou, D., Ruegg, J.C., Sokos, E., & Sykioti, O. (2008). Multidisciplinary study of the June 8, 2008, Mw=6.4 Andravida earthquake. *31st General Assembly, European Seismological Commission*.

Biole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J. C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., et al. (2000). Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B11), 25605–25625. https://doi.org/10.1029/2000JB900148

Brooks, M., & Ferentinos, G. (1980). Structure and evolution of the Sporadhes basin of the North Aegean trough, northern Aegean sea. *Test Tectonophysics*, *68*(1–2), 15–30. https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90006-2

Brooks, M., & Ferentinos, G. (1984). Tectonics and sedimentation in the Gulf of

Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, Western Greece. *Tectonophysics*, *101*(1–2), 25–54. https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90040-4

Brooks, M., & Williams, G. D. (1982). Extensional tectonics in Neogene and Quaternary sequences at the western margin of the Axios basin, northern Greece. *Journal of the Geological Society*, *139*(3), 293–297. https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.3.0293

Brooks, M., Clews, J. E., Melis, N. S., & Underhill, J. R. (2007). Structural development of Neogene basins in western Greece. *Basin Research*, *1*(3), 129–138. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1988.tb00010.x

Brun, J. (1956). Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédonie occidentale. *Ann. Géol. Pays Hell*, *7*, 1–358.

Brun, J. P., & Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, *272*, 1–7. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.038

Brun, J. P., & Sokoutis, D. (2007). Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece). *International Journal of Earth Sciences*, *96*(6), 1079–1099. https://doi.org/10.1007/s00531-007-0174-2

Buck, V., & Stewart, I. (2000). A critical reappraisal of the classical texts and archaeological evidence for earthquakes in the Atalanti region, central mainland Greece. *Geological Society Special Publication*, *171*, 33–44. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.171.01.05

Burton, P. W., Xu, Y., Qin, C., Tselentis, G. A., & Sokos, E. (2004). A catalogue of seismicity in Greece and the adjacent areas for the twentieth century. *Tectonophysics*, *390*(1–4), 117–127. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.03.020

Çağatay, M. N., Görür, N., Alpar, B., Saatçilar, R., Akkök, R., Sakinç, M., et al. (1998). Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. *Geo-Marine Letters*, *18*(1), 1–9. https://doi.org/10.1007/s003670050045

Cai, J., & Grafarend, E. W. (2007). Statistical analysis of geodetic deformation (strain rate) derived from the space geodetic measurements of BIFROST Project in Fennoscandia. *Journal of Geodynamics*. https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.010

Caporali, A., Aichhorn, C., Barlik, M., Becker, M., Fejes, I., Gerhatova, L., et al. (2009). Surface kinematics in the Alpine-Carpathian-Dinaric and Balkan region inferred from a new multi-network GPS combination solution. *Tectonophysics*, *474*(1–2), 295–321. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.035

Caporali, A. (2003). Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network - I. Statistical analysis of the time-series of permanent GPS stations. *Geophysical Journal International*. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02034.x

Caputo, R. (1995). The Rodia Fault system : an active complex shear zone (Larissa plain, Central Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *28*(1), 447–456.

Caputo, R., Monaco, C., & Tortorici, L. (2006). Multiseismic cycle deformation rates from Holocene normal fault scarps on Crete (Greece). *Terra Nova*, *18*, 181–190. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00678.x

Caputo, R., & Pavlides, S. (1993). Late Cainozoic geodynamic evolution of Thessaly and surroundings (central-northern Greece). *Tectonophysics*, *223*(3–4), 339–362. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90144-9

Caputo, R., & Pavlides, S. (2013). Greek Database of Seismogenic Sources (GreDaSS). *University of Ferrara, Italy*. https://doi.org/10.15160/UNIFE/GREDASS/0200

Caputo, R., Helly, B., Pavlides, S., & Papadopoulos, G. (2006). Archaeo- and palaeoseismological investigations in Northern Thessaly (Greece): Insights for the seismic potential of the region. *Natural Hazards*, *39*(2), 195–212. https://doi.org/10.1007/s11069-006-0023-9

Caputo, R., Catalano, S., Monaco, C., Romagnoli, G., Tortorici, G., & Tortorici, L. (2010). Active faulting on the island of Crete (Greece). *Geophysical Journal International*, *183*, 111–126. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04749.x

Caputo, R., Chatzipetros, A., Pavlides, S., & Sboras, S. (2012). The greek database of seismogenic sources (GreDaSS): State-of-the-art for northern greece. *Annals of Geophysics*, *55*(5), 859–894. https://doi.org/10.4401/ag-5168

Cartwright, J. A., Trudgill, B. D., & Mansfield, C. S. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*. https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00033-A

Çemen, I., Catlos, E. J., Göğüs, O., & Özerdem, C. (2006). Postcollisional extensional tectonics and exhumation of the Menderes massif in the Western Anatolia extended terrane, Turkey. In *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia* (Vol. 409, pp. 353–379). Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2006.2409(18)

Çemen, I., Catlos, E. J., Gogus, O., Diniz, E., & Hancer, M. (2008). Cenozoic extensional tectonics of the Western Anatolia Extended Terrane, Turkey. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, *2*(1), 012009. https://doi.org/10.1088/1755-1307/2/1/012009

Charalampakis, M., Lykousis, V., Sakellariou, D., Papatheodorou, G., & Ferentinos, G. (2014). The tectono-sedimentary evolution of the Lechaion Gulf, the south eastern branch of the Corinth graben, Greece. *Marine Geology*, *351*, 58–75. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.014

Chatzipetros, A., & Pavlides, S. (2004). Geometry and kinematics of the Moronia-Makri active fault (Thrace, northeastern Greece). In *4th National Geophysical Conference* (pp. 61–63).

Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N., & Pavlides, S. (2013). Active faulting in the north-eastern Aegean Sea Islands. *Tectonophysics*, *597–598*, 106–122. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.026

Chatzipetros, A. A., Pavlides, S. B., & Mountrakis, D. M. (1998). Understanding the 13 May 1995 western Macedonia earthquake: a paleoseismological approach. *Journal of Geodynamics*, *26*(2–4), 327–339. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00069-0

Chousianitis, K., Agalos, A., Papadimitriou, P., Lagios, E., & Makropoulos, K. (2017). SOURCE PARAMETERS OF MODERATE AND STRONG EARTHQUAKES IN THE BROADER AREA OF ZAKYNTHOS ISLAND (W. GREECE) FROM REGIONAL AND TELESEISMIC DIGITAL RECORDINGS. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *43*(4), 2005. https://doi.org/10.12681/bgsg.11391

Chousianitis, K., Konca, A. O., Tselentis, G.-A., Papadopoulos, G. A., & Gianniou, M. (2016). Slip model of the 17 November 2015 Mw = 6.5 Lefkada earthquake from the joint inversion of geodetic and seismic data. *Geophysical Research Letters*, *43*(15), 7973–7981. https://doi.org/10.1002/2016GL069764

Chrzanowski, A., Chen, Y. Q., & Secord, J. M. (1983). On the strain analysis of tectonic movements using fault crossing geodetic surveys. *Tectonophysics*, *97*(1–4), 297–315. https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90158-0

Çiftçi, N. B., & Bozkurt, E. (2009). Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey. *Tectonophysics*, *473*(1–2), 234–260. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.036

Cihan, M., Saraç, G., & Gökçe, O. (2003). Insights into biaxial extensional tectonics: an examplefrom the Sandıklı Graben, West Anatolia, Turkey. *Geological Journal*, *38*(1), 47–66. https://doi.org/10.1002/gj.928

Clarke, P. J., Davies, R. R., England, P. C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., et al. (1998). Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophysical Journal International*, *135*(1), 195–214.

https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00633.x

Cocard, M., Kahle, H. G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., et al. (1999). New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, *172*(1–2), 39–47. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00185-5

Cohen, H. A., Dart, C. J., Akyuz, H. S., & Barka, A. (1995). Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Buyuk Menderes Graben, western Turkey. *Journal - Geological Society (London)*, *152*(4), 629–638. https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0629

Collier, R. E., & Dart, C. J. (1991). Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece. *Journal of the Geological Society*, *148*(6), 1049–1065. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.6.1049

Collier, R. E.L., Leeder, M. R., Rowe, P. J., & Atkinson, T. C. (1992). Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. *Tectonics*, *11*(6), 1159–1167. https://doi.org/10.1029/92TC01565

Collier, R. E L, Pantosti, D., Addezio, G. D., De Martini, P. M., Masana, E., & Sakellariou, D. (1998). Paleoseismicity of the 1981 Corinth earthquake fault : Greece and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, *103*(B12), 30001–30019.

Coskun, B. (2000). North Anatolian Fault–Saros Gulf relationships and their relevance to hydrocarbon exploration, northern Aegean Sea, Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, *17*(6), 751–772. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00021-0

Cotterill, C. (2006). *A High-Resolution Holocene Fault Activity History of the Aigion Shelf, Gulf of Corinth, Greece.* University of Southampton.

Cowie, P. A., & Scholz, C. H. (1992). Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of*

Structural Geology. https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90065-5

Crone, A. J., & Haller, K. M. (1991). Segmentation and the coseismic behavior of Basin and Range normal faults: examples from east-central Idaho and southwestern Montana, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, *13*(2), 151–164. https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90063-O

Darby, D. (1982). The analysis of variance of an underdetermined geodetic displacement problem. *Geophysical Research Letters*, *9*(6), 641–644. https://doi.org/10.1029/GL009i006p00641

Davies, R., England, P., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., & Veis, G. (1997a). Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B11), 24571–24588. https://doi.org/10.1029/97jb01644

Delibasis, N., Ziazia, M., Voulgaris, N., Papadopoulos, T., Stavrakakis, G., Papanastassiou, D., & Drakatos, G. (1999). Microseismic activity and seismotectonics of Heraklion area (central Crete Island, Greece). *Tectonophysics*, *308*(1–2), 237–248. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00076-1

Delibasis, N. D., & Drakopoulos, J. C. (1993). The Milos Island Earthquake of March 20, 1992 and its Tectonic Significance. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *141*(1), 43–58. https://doi.org/10.1007/BF00876233

Delogkos, E., Papanikolaou, V., Manzocchi, T., Childs, C., Roche, V., Camanni, G., et al. (2018). Structural Geology of the Lignite Mines in the Ptolemais Basin, NW Greece. In *14th International Symposium of Continuous Surface Mining, ISCSM2018* (pp. 644–650).

Delogkos, E., Manzocchi, T., Childs, C., Sachanidis, C., Barbas, T., Schöpfer, M. P. J., et al. (2017). Throw partitioning across normal fault zones in the Ptolemais Basin, Greece. *Geological Society Special Publication*, *439*(1), 333–353. https://doi.org/10.1144/SP439.19

Demitrack, A. (1986). *The late quaternary geologic history of the Larissa Plain Thessaly, Greece : tectonic, climatic, and human impact on the landscape /*. Stanford University.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., et al. (1986). Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics*, *123*(1–4), 241–315. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X

Dermanis, A., Livieratos, E., Rossikopoulos, D., & Vlachos, D. (1981). Geodetic prediction of crustal deformations at the seismic area of Volvi. In *Deutsche Geod. Komm* (pp. 234–248).

Dermanis, A. (1985). The role of frame definitions in the geodetic determination of crustal deformation parameters. *Bulletin Géodésique*, *59*(3), 247–274. https://doi.org/10.1007/BF02520330

Dermanis, Athanasios. (2009). The Evolution of geodetic methods for the determination of strain parameters for earth crust deformation. *Terrestrial and Stellar Environment: Volume in Honor of Prof. G. Asteriadis, School of Rural & Surveying Engineering, Aristotle University of Thessaloniki*, 107–144.

Dermanis, A., & Livieratos, E. (1983). Applications of deformation analysis in geodesy and geodynamics. *Reviews of Geophysics*. https://doi.org/10.1029/RG021i001p00041

Dewey, J. F., & Sengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions. Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, *90*, 84–92.

Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., & Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Bulletin of the Geological Society of America*, *84*(10), 3137–3180. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2

Dilek, Y., Altunkaynak, Ş., & Öner, Z. (2009). Syn-extensional granitoids in the

Menderes core complex and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province. *Geological Society Special Publication*, *321*(1), 197–223. https://doi.org/10.1144/SP321.10

Dinter, D. A., & Royden, L. (1993). Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, *21*(1), 45–48. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0045:LCEING>2.3.CO;2

Dogan, G. G., Annunziato, A., Papadopoulos, G. A., Guler, H. G., Yalciner, A. C., Cakir, T. E., et al. (2019). The 20th July 2017 Bodrum–Kos Tsunami Field Survey. *Pure and Applied Geophysics*. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02151-1

Doutsos, T., Koukouvelas, J., Zelilidas, A., & Kontopoulos, N. (1994). Intracontinental wedging and post-orogenic collapse in the mesohellenic trough. *Geologische Rundschau*, *83*(2), 257–275. https://doi.org/10.1007/BF00210544

Doutsos, T., Koukouvelas, I. K., & Xypolias, P. (2006). A new orogenic model for the External Hellenides. *Geological Society Special Publication*, *260*(1), 507–520. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.260.01.21

Doutsos, T., & Kokkalas, S. (2001). Stress and deformation patterns in the Aegean region. *Journal of Structural Geology*, *23*(2–3), 455–472. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00119-X

Doutsos, T., & Koukouvelas, I. (1998). Fractal analysis of normal faults in northwestern Aegean area, Greece. *Journal of Geodynamics*, *26*(2–4), 197–216. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00052-5

Doutsos, T., & Piper, D. J. W. (1990). Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Bulletin of the Geological Society of America*, *102*(6), 812–829. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0812:LFSAME>2.3.CO;2

Doutsos, T., & Poulimenos, G. (1992). Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *Journal of Structural Geology*, *14*(6), 689–699. https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90126-H

Doutsos, T., Kontopoulos, N., & Poulimenos, G. (1988). The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Research*, *1*(3), 177–190. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1988.tb00014.x

Drakatos, G., Stavrakakis, G., Pavlides, S. B., Ganas, A., Karastathis, V., Melis, N., et al. (2003). The Skyros Left-Lateral Fault and its Implications for Aegean Tectonics. *EAEJA*, 12801.

Drakopoulou, P., & Kyriakidou, C. (2016). *Morphology of the Hellenic and adjacent regions*. (H. C. for M. R. Institute of Oceanography, Ed.).

Duffy, O. B., Brocklehurst, S. H., Gawthorpe, R. L., Leeder, M. R., & Finch, E. (2015). Controls on landscape and drainage evolution in regions of distributed normal faulting: Perachora Peninsula, Corinth Rift, Central Greece. *Basin Research*, *27*(4), 473–494. https://doi.org/10.1111/bre.12084

Duverger, C., Godano, M., Bernard, P., Lyon-Caen, H., & Lambotte, S. (2015). The 2003-2004 seismic swarm in the western Corinth rift: Evidence for a multiscale pore pressure diffusion process along a permeable fault system. *Geophysical Research Letters*, *42*(18), 7374–7382. https://doi.org/10.1002/2015GL065298

Dziewonski, A. M., Friedman, A., Giardini, D., & Woodhouse, J. H. (1983). Global seismicity of 1982: centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *33*(2), 76–90. https://doi.org/10.1016/0031-9201(83)90141-3

Dziewonski, A. M., Franzen, J. E., & Woodhouse, J. H. (1984). Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1983. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *34*(1–2), 1–8. https://doi.org/10.1016/0031-9201(84)90079-7

Ebeling, C. W., Okal, E. A., Kalligeris, N., & Synolakis, C. E. (2012). Modern seismological reassessment and tsunami simulation of historical Hellenic Arc earthquakes. *Tectonophysics*, *530–531*, 225–239. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.036

Ekstrom, G., & England, P. (1989). Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. *Journal of Geophysical Research*, *94*(B8), 10231–10257. https://doi.org/10.1029/jb094ib08p10231

Ekström, G., Dziewonski, A. M., & Woodhouse, J. H. (1987). Centroid-moment tensor solutions for the 51 IASPEI selected earthquakes, 1980-1984. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *47*(C), 62–66. https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90067-7

El-Fiky, G. S. (2000). Crustal Strains in the Eastern Mediterranean and Middle East as Derived from GPS Observations. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, *75*, 105–125.

El-Fiky, G. S., Kato, T., & Fujii, Y. (1997). Distribution of vertical crustal movement rates in the Tohoku district, Japan, predicted by least-squares collocation. *Journal of Geodesy*, *71*(7), 432–442. https://doi.org/10.1007/s001900050111

El-Fiky, Gamal S., & Kato, T. (1998). Continuous distribution of the horizontal strain in the Tohoku district, Japan, predicted by least-squares collocation. *Journal of Geodynamics*, *27*(2), 213–236. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(98)00006-4

Elitez, İ., Yaltırak, C., & Aktuğ, B. (2016). Extensional and compressional regime driven left-lateral shear in southwestern Anatolia (eastern Mediterranean): The Burdur-Fethiye Shear Zone. *Tectonophysics*, *688*, 26–35. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.024

Engineering, I. of E. S. and E., & (IESEE). (2017). *Earthquake of Kos MW 6.6 on 21 July 2017: Preliminary Report*.

England, P., Houseman, G., & Nocquet, J.-M. (2016). Constraints from GPS measurements on the dynamics of deformation in Anatolia and the Aegean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(12), 8888–8916. https://doi.org/10.1002/2016JB013382

Ersoy, E. Y., Çemen, I., Helvaci, C., & Billor, Z. (2014). Tectono-stratigraphy of the Neogene basins in Western Turkey: Implications for tectonic evolution of the Aegean Extended Region. *Tectonophysics*, *635*, 33–58. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.09.002

Fassoulas, C. (1999). The structural evolution of central Crete: Insight into the tectonic evolution of the south Aegean (Greece). *Journal of Geodynamics*, *27*, 23–43. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00026-4

Fassoulas, C. (2001). The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: The Heraklion basin, Crete, Greece. *Journal of Geodynamics*, *31*, 49–70. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00017-X

Ferentinos, G., Papatheodorou, G., & Collins, M. B. (1988). Sediment Transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, *83*(1–4), 43–61. https://doi.org/10.1016/0025-3227(88)90051-5

Ferentinos, G., Brooks, M., & Collins, M. (1981). Gravity-induced deformation on the north flank and floor of the sporadhes basin of the North Aegean sea trough. *Marine Geology*, *44*(3–4), 289–302. https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90055-4

Fernandes, R. M. S., Miranda, J. M., Meijninger, B. M. L., Bos, M. S., Noomen, R., Bastos, L., et al. (2007). Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophysical Journal International*. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03252.x

Fessler, H. (1957). Elasticity, Fracture and Flow with Engineering and Geological Applications. *Physics Bulletin*. https://doi.org/10.1088/0031-9112/8/5/007

Feuillet, N. (2013). The 2011-2012 unrest at Santorini rift: Stress interaction between active faulting and volcanism. *Geophysical Research Letters*, *40*(14), 3532–3537. https://doi.org/10.1002/grl.50516

Finke, E. A. W. (1988). *Landscape evolution of the Argive plain, Greece : paleoecology, holocene depositional history, and coastline changes /*.

Flerit, F., Armijo, R., King, G., & Meyer, B. (2004). The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, *224*(3–4), 347–362. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.028

Floyd, M. A., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Avallone, A., Briole, P., et al. (2010). A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(10). https://doi.org/10.1029/2009JB007040

Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C. S., & Chiao, L. Y. (2004). Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the maximum intersection method. *Geophysical Journal International*. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02317.x

Ford, M., Rohais, S., Williams, E. A., Bourlange, S., Jousselin, D., Backert, N., & Malartre, F. (2013). Tectono-sedimentary evolution of the western Corinth rift (Central Greece). *Basin Research*, *25*(1), 3–25. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2012.00550.x

Ford, M., Hemelsdaël, R., Mancini, M., & Palyvos, N. (2017). Rift migration and lateral propagation: evolution of normal faults and sediment-routing systems of the western Corinth rift (Greece). *Geological Society, London, Special Publications*, *439*(1), 131–168. https://doi.org/10.1144/SP439.15

Forster, M. A., & Lister, G. S. (1999). Detachment faults in the Aegean core complex of Ios, Cyclades, Greece. *Geological Society Special Publication*, *154*(1), 305–323. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.154.01.14

Fotiou, A. (2007). *Geometric Geodesy. Theory and Practice.* Ziti Publications.

Fotiou, A., & Pikridas, C. (2012). *GPS and Geodetic Applications* (2nd ed.). Ziti Publications.

Fotiou, A., Pikridas, C., Rossikopoulos, D., & Bitharis, S. (2016). Estimation of an improved velocity field using seven years data from permanent GNSS stations in Greece. In *Special Issue for Professor Emeritus Christogeorgis Kaltsikis* (pp. 280–289).

Frank, F. C. (1966). Deduction of earth strains from survey data. *Bulletin of the Seismological Society of AmericaSociety*.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Mazzuoli, R., & Villari, L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geological Society Special Publication*, *17*(1), 687–699. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.55

Fytikas, M., Lombardi, S., Papachristou, M., Pavlides, S., Zouros, N., & Soulakellis, N. (1999). Investigation of the 1867 Lesbos (NE Aegean) earthquake fault pattern based on soil-gas geochemical data. *Tectonophysics*, *308*(1–2), 249–261. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00084-0

Gaki-Papanastassiou, K., Karymbalis, E., Papanastassiou, D., & Maroukian, H. (2009). Quaternary marine terraces as indicators of neotectonic activity of the Ierapetra normal fault SE Crete (Greece). *Geomorphology*, *104*, 38–46. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.037

Gaki-Papanastassiou, Kalliopi, Papanastassiou, D., & Maroukian, H. (1996). Geomorphic and archaeological - Historical evidence for past earthquakes in Greece. *Annali Di Geofisica*, *39*(3), 589–601. https://doi.org/10.4401/ag-3994

Galanakis, D., Mettos, A., Matarangas, D., & Triantaphyllis, M. (1997). Landslide of Malakasa area, geological and tectonic regime. In Marinos, Koukis, Tsiambaos, & Stournaras (Eds.), *Engineering Geology and the Environment* (pp. 665–670). Balkema.

Galanakis, D., Paschos, P., Rondoyanni, T., & Georgiou, C. (2007). Neotectonic

Activity of Konitsa Area and the 1996 Earthquakes. *Hellenic Journal of Geosciences*, *42*, 57–64.

Ganas, A., Pavlides, S. B., Sboras, S., Valkaniotis, S., Papaioannou, S., Alexandris, G. A., et al. (2004). Active fault geometry and kinematics in Parnitha Mountain, Attica, Greece. *Journal of Structural Geology*, *26*(11), 2103–2118. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.015

Ganas, A., Elias, P., Kapetanidis, V., Valkaniotis, S., Briole, P., Kassaras, I., et al. (2019). The July 20, 2017 M6.6 Kos Earthquake: Seismic and Geodetic Evidence for an Active North-Dipping Normal Fault at the Western End of the Gulf of Gökova (SE Aegean Sea). *Pure and Applied Geophysics*. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02154-y

Garfunkel, Z. (2004). Origin of the Eastern Mediterranean basin: A reevaluation. *Tectonophysics*, *391*(1-4 SPEC.ISS.), 11–34. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.006

Gautier, P., & Brun, J. P. (1994). Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Ewia Island). *Tectonophysics*, *238*(1–4), 399–424. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90066-3

Gautier, P., Brun, J. P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., & Jolivet, L. (1999). Timing, kinematics and cause of Aegean extension: A scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, *315*(1–4), 31–72. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00281-4

Gawthorpe, R. L., Leeder, M. R., Kranis, H., Skourtsos, E., Andrews, J. E., Henstra, G. A., et al. (2018). Tectono-sedimentary evolution of the Plio-Pleistocene Corinth rift, Greece. *Basin Research*, *30*(3), 448–479. https://doi.org/10.1111/bre.12260

Georgiou, C., & Galanakis, D. (2010). Neotectonic study of urban and suburban Nafplio area (Argolida - Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *XLIII*(3), 1428–1437.

Godfriaux, I. (1968). Etude géologique de l'Olympe (Grèce). *Ann. Géol. Pays Hell.*, *19*, 1–280.

Goldsworthy, M., & Jackson, J. (2001). Migration of activity within normal fault systems: Examples from the Quaternary of mainland Greece. *Journal of Structural Geology*, *23*(2–3), 489–506. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00121-8

Goldsworthy, M., Jackson, J., & Haines, J. (2002). The continuity of active fault systems in Greece. *Geophysical Journal International*, *148*(3), 596–618. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01609.x

Gospodinov, D., Karakostas, V., & Papadimitriou, E. (2015). Seismicity rate modeling for prospective stochastic forecasting: the case of 2014 Kefalonia, Greece, seismic excitation. *Natural Hazards*, *79*(2), 1039–1058. https://doi.org/10.1007/s11069-015-1890-8

Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2015). GeoStrain: An open source software for calculating crustal strain rates. *Computers and Geosciences*, *82*, 1–12. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.007

Grafarend, E., & Schaffrin, B. (1974). Unbiased free net adjustment. *Survey Review*. https://doi.org/10.1179/sre.1974.22.171.200

Gupta, A., & Scholz, C. H. (2000). A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology*. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00011-0

Gürer, Ö. F., & Yilmaz, Y. (2002). Geology of the Ören and surrounding areas, SW Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*.

Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Yilmaz, K., & Yilmaz, Y. (2001). Neogene basin development around Söke-Kušadasi(western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region. *Geodinamica Acta*, *14*(1–3), 57–69. https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)01059-7

Gürer, Ö. F., Sarica-Filoreau, N., Özburan, M., Sangu, E., & Doğan, B. (2009).

Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, western Turkey. *Geological Magazine*. https://doi.org/10.1017/S0016756809006359

Haberler-Weber, M. (2005). Analysis and interpretation of geodetic landslide monitoring data based on fuzzy systems. *Natural Hazards and Earth System Science*. https://doi.org/10.5194/nhess-5-755-2005

Hackl, M., Malservisi, R., & Wdowinski, S. (2009). Strain rate patterns from dense GPS networks. *Natural Hazards and Earth System Sciences, 9*, 1177–1187.

Hall, J., Aksu, A. E., Elitez, I., Yaltirak, C., & Çifçi, G. (2014). The Fethiye-Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.002

Hancock, P. L., & Barka, A. A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey. *Journal of Structural Geology*. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90142-8

Harris, R. A. (1998). Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. https://doi.org/10.1029/98jb01576

Hatzfeld, D., Pedotti, G., Hatzidimitriou, P., & Makropoulos, K. (1990). The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey. *Geophysical Journal International*, *101*(1), 181–202. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb00767.x

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., Leborgne, S., Berge, C., & Makropoulos, K. (1998). The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, a seismological study. *Journal of Geodynamics*, *26*(2–4), 245–254. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00063-X

Hatzfeld, D., Ziazia, M., Kementzetzidou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., et al. (1999). Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics. *Geophysical Journal International*, *137*(3), 891–908. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00851.x

Hatzfeld, D. (1999). The present-day tectonics of the Aegean as deduced from seismicity. *Geological Society Special Publication*, *156*(1), 415–426. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.19

Hatzfeld, D., & Holloway, R. (1999). The present-day tectonics of the Aegean as deduced from seismicity. *Geological Society*, *156*, 415–426. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.19

Hatzfeld, D., Kassaras, I., Panagiotopoulos, D., Amorese, D., Makropoulos, K., Karakaisis, G., & Coutant, O. (1995). Microseimicity and strain pattern in northwestern Greece. *Tectonics*, *14*(4), 773–785. https://doi.org/10.1029/95TC00839

Hecht, J. (1972). *Geological map "Plomari-Mytilini" sheet. scale 1:50.000. I.G.M.E.*

Hecht, J. (1974). *Geological map "Polichnitos" sheet. scale 1:50.000. I.G.M.E.*

Hein, G. W., & Kistermann, R. (1981). Mathematical foundation of non-tectonic effects in geodetic recent crustal movement models. *Tectonophysics*, *71*(1–4), 315–334. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90075-5

Hemelsdaël, R., & Ford, M. (2016). Relay zone evolution: a history of repeated fault propagation and linkage, central Corinth rift, Greece. *Basin Research*, *28*(1), 34–56. https://doi.org/10.1111/bre.12101

Hemelsdaël, R., Ford, M., Malartre, F., & Gawthorpe, R. (2017). Interaction of an antecedent fluvial system with early normal fault growth: Implications for syn-rift stratigraphy, western Corinth rift (Greece). *Sedimentology*, *64*(7), 1957–1997. https://doi.org/10.1111/sed.12381

Herece, E. (1990). The fault trace of the 1953 Yenice-Gonen earthquake and the westernmost known extension of the NAF system in the Biga peninsula. *Bulletin of The Mineral Research and Exploration*, *111*, 31–42.

Hirn, A., Sachpazi, M., Siliqi, R., Mc Bride, J., Marnelis, F., & Cernobori, L. (1996). A traverse of the Ionian islands front with coincident normal incidence and wide-angle seismics. *Tectonophysics*, *264*(1–4), 35–49. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00116-3

Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Laigle, M., Cernobori, L., Accaino, F., et al. (1997). Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, *148*(1–2), 171–191. https://doi.org/10.1016/s0012-821x(97)00023-x

Holdahl, S. R., & Hardy, R. L. (1979). Solvability and multiquadric analysis as applied to investigations of vertical crustal movements. *Tectonophysics*, *52*(1–4), 139–155. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90217-8

Hollenstein, C., Müller, M. D., Geiger, A., & Kahle, H. G. (2008a). Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993-2003. *Tectonophysics*, *449*(1–4), 17–40. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.12.006

Horvath, F., Stegena, L., & Berckhemer, H. (1981). Models of Mediterranean back-arc basin formation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *300*(1454), 383–402. https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0071

Hunstad, I., Anzidei, M., Cocco, M., Baldi, P., Galvani, A., & Pesci, A. (1999). Modelling coseismic displacements during the 1997 Umbria-Marche earthquake (central Italy). *Geophysical Journal International*. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00949.x

Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME). (1998). *Geological map of Greece, "Eastern Kos" sheet, 1:50,000*.

Işcan, Y., Tur, H., & Gökaşan, E. (2013). Morphologic and seismic features of the Gulf of Gökova, SW Anatolia: Evidence of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Geo-Marine Letters*. https://doi.org/10.1007/s00367-012-0307-x

Işler, E. B., Aksu, A. E., Yaltirak, C., & Hiscott, R. N. (2008a). Seismic stratigraphy and Quaternary sedimentary history of the northeast Aegean Sea. *Marine Geology*, *254*(1–2), 1–17. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.04.003

Jackson, J., & McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal International*, *93*(1), 45–73. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb01387.x

Jackson, J., & McKenzie, D. (1999). A hectare of fresh striations on the Arkitsa fault, central Greece. *Journal of Structural Geology*, *21*(1), 1–6. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00091-1

Jackson, J., Haines, J., & Holt, W. (1992). The horizontal velocity field in the deforming Aegean Sea region determined from the moment tensors of earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *97*(B12), 17657–17684. https://doi.org/10.1029/92jb01585

Jackson, J. A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G. C. P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., & Virieux, J. (1982). Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, *57*(2), 377–397. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90158-3

Jackson, James, & McKenzie, D. (1983). The geometrical evolution of normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, *5*(5), 471–482. https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90053-6

Jacobshagen, V. (1994). Orogenic evolution of the Hellenides: new aspects. *Geologische Rundschau*, *83*(2), 249–256. https://doi.org/10.1007/BF00210543

Janssen, C., Bohnhoff, M., Vapnik, Y., Görgün, E., Bulut, F., Plessen, B., et al. (2009). Tectonic evolution of the Ganos segment of the North Anatolian Fault (NW Turkey). *Journal of Structural Geology*, *31*(1), 11–28. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.09.010

Jenny, S., Goes, S., Giardini, D., & Kahle, H. G. (2004). Earthquake recurrence parameters from seismic and geodetic strain rates in the eastern Mediterranean. *Geophysical Journal International*, *157*(3), 1331–1347. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02261.x

Jiménez-Munt, I., Sabadini, R., Gardi, A., & Bianco, G. (2003). Active deformation in the mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modeling and geodetic and seismological data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(1). https://doi.org/10.1029/2001JB001544

Jolivet, L., Daniel, J. M., Truffert, C., & Goffé, B. (1994). Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. *LITHOS*, *33*(1–3), 3–30. https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90051-5

Jolivet, Laurent. (2001). A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, *187*(1–2), 95–104. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00277-1

Jolivet, Laurent, & Brun, J. P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, *99*(1), 109–138. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0366-4

Jolivet, Laurent, Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., et al. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, *597–598*, 1–33. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.011

Jost, M. L., Knabenbauer, O., Cheng, J., & Harjes, H. P. (2002). Fault plane solutions of microearthquakes and small events in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, *356*, 87–114. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00378-5

Kahle, H.-G., Müller, M. V, & Veis, G. (1996). Trajectories of crustal deformation of Western Greece from GPS observations 1989-1994. *Geophysical Research Letters*, *23*(6), 677–680. https://doi.org/10.1029/96gl00264

Kahle, H. G., Müller, M. V., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., et al. (1995).

The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements. *Tectonophysics*, *249*(1–2), 41–52. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00042-L

Kahle, H. G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A., & Veis, G. (2000). GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. https://doi.org/10.1029/2000jb900238

Kahle, Hans-Gert, Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A., & Veis, G. (2000). GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *Journal of Geophysical Research*, *105*(B10), 23353. https://doi.org/10.1029/2000JB900238

Kanngieser, E. (1983). Application of least-squares collocation to gravity and height variations associated with a recent rifting process. *Tectonophysics*, *97*(1–4), 265–277. https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90153-1

Karabulut, H., Roumelioti, Z., Benetatos, C., Mutlu, A. K., Özalaybey, S., Aktar, M., & Kiratzi, A. (2006). A source study of the 6 July 2003 (Mw 5.7) earthquake sequence in the Gulf of Saros (Northern Aegean Sea): Seismological evidence for the western continuation of the Ganos fault. *Tectonophysics*, *412*(3–4), 195–216. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.09.009

Karagianni, A., Lazos, I., & Chatzipetros, A. (2019). *Remote Sensing Techniques in Disaster Management: Amynteon Mine Landslides, Greece*. *Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*. https://doi.org/10.1007/978-3-030-05330-7_9

Karakostas, V., Papadimitriou, E., Mesimeri, M., Gkarlaouni, C., & Paradisopoulou, P. (2015). The 2014 Kefalonia Doublet (Mw6.1 and Mw6.0), central Ionian Islands, Greece: Seismotectonic implications along the Kefalonia transform fault zone. *Acta Geophysica*, *63*(1), 1–16. https://doi.org/10.2478/s11600-014-0227-4

Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Karakaisis, G. F., Papazachos, C. B., Scordilis, E. M., Vargemezis, G., & Aidona, E. (2003). The 2001 Skyros, Northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off - fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering. *Geophysical Research Letters*. https://doi.org/10.1029/2002gl015814

Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Tranos, M. D., & Papazachos, C. B. (2010). ACTIVE SEISMOTECTONIC STRUCTURES IN THE AREA OF CHIOS ISLAND, NORTH AEGEAN SEA, REVEALED FROM MICROSEISMICITY AND FAULT PLANE SOLUTIONS. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *XLIII*(4), 2064–2074. https://doi.org/10.12681/bgsg.11396

Karakostas, Vassilis G., Papadimitriou, E. E., & Papazachos, C. B. (2004). Properties of the 2003 Lefkada, Ionian Islands, Greece, earthquake seismic sequence and seismicity triggering. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*(5), 1976–1981. https://doi.org/10.1785/012003254

Karasözen, E., Nissen, E., Büyükakpinar, P., Cambaz, M. D., Kahraman, M., Ertan, E. K., et al. (2018). The 2017 July 20Mw 6.6 Bodrum-Kos earthquake illuminates active faulting in the Gulf of Gökova, SW Turkey. *Geophysical Journal International*. https://doi.org/10.1093/gji/ggy114

Karastathis, V. K., Mouzakiotis, E., Ganas, A., & Papadopoulos, G. A. (2015). High-precision relocation of seismic sequences above a dipping Moho: the case of the January–February 2014 seismic sequence on Cephalonia island (Greece). *Solid Earth*, *6*(1), 173–184. https://doi.org/10.5194/se-6-173-2015

Katsikatsos, G., Migiros, G., Triantaphyllis, M., & Mettos, A. (1986). Geological structure of the internal Hellenides (E. Thessaly - SW. Macedonia. Euboea-Attica-Northern Cyclades Islands and Lesvos). In *I.G.M.E. Geological and Geophysical Research. Sp.Issue.* (pp. 191–212).

Kaya, S., Müftüoğlu, O., & Tüysüz, O. (2004). Tracing the geometry of an active fault using remote sensing and digital elevation model: Ganos segment, North Anatolian Fault zone Turkey. *International Journal of Remote Sensing*, *25*(19), 3843–3855. https://doi.org/10.1080/01431160310001652394

Kilias, A., Fassoulas, C., & Mountrakis, D. (1994). Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic Arc (Crete, Greece). *Geologische Rundschau*, *83*(2), 417–430. https://doi.org/10.1007/BF00210555

King, G. C. P., & Cocco, M. (2001). Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. *Advances in Geophysics*. https://doi.org/10.1016/S0065-2687(00)80006-0

Kiratzi, A. (2009). *The 24 May 2009 Mw5.2 earthquake sequence near Lake Doirani (FYROM - Greek borders): focal mechanisms, slip model, ground motions*.

Kiratzi, A., & Koskosidi, A. (2018). Constrains on the near-source motions of the Kos–Bodrum 20 July 2017 MW 6.6 earthquake. In *16th European conference on earthquake engineering* (pp. 18–21).

Kiratzi, A., Sokos, E., Ganas, A., Tselentis, A., Benetatos, C., Roumelioti, Z., et al. (2008). The April 2007 earthquake swarm near Lake Trichonis and implications for active tectonics in western Greece. *Tectonophysics*, *452*(1–4), 51–65. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.02.009

Kiratzi, A. A., Karakaisis, G. F., Papadimitriou, E. E., & Papazachos, B. C. (1985). Seismic source-parameter relations for earthquakes in Greece. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *123*(1), 27–41. https://doi.org/10.1007/BF00877047

Kiratzi, A. (2013). The January 2012 earthquake sequence in the Cretan Basin, south of the Hellenic Volcanic Arc: Focal mechanisms, rupture directivity and slip models. *Tectonophysics*, *586*, 160–172. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.019

Kiratzi, A., & Louvari, E. (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: A new database. *Journal of Geodynamics*, *36*(1–2), 251–274. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00050-4

Kiratzi, A. (1991). Rates of crustal deformation in the North Aegean trough-North Anatolian fault deduced from seismicity. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *136*(4), 421–432. https://doi.org/10.1007/BF00878579

Kiratzi, A., Wagner, G. S., & Langston, C. A. (1991). Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform inversion. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *135*(4), 515–527. https://doi.org/10.1007/BF01772403

Kissel, C., & Laj, C. (1988). The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, *146*(1–4), 183–201. https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90090-X

Kissel, C., Laj, C., & Müller, C. (1985). Tertiary geodynamical evolution of northwestern Greece: paleomagnetic results. *Earth and Planetary Science Letters*, *72*(2–3), 190–204. https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90005-6

Kokinou, E., & Kamberis, E. (2009). The structure of the Kythira-Antikythira strait, offshore SW Greece (35.7°-36.6°N). *Geological Society Special Publication*, *311*, 343–360. https://doi.org/10.1144/SP311.14

Kokkalas, S. (2001). Tectonic evolution and stress field of the Kymi-Aliveri basin, Evia island, Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *34*(1), 243. https://doi.org/10.12681/bgsg.17019

Kokkalas, Sotirios, Xypolias, P., Koukouvelas, I., & Doutsos, T. (2006). Postcollisional contractional and extensional deformation in the Aegean region. *Special Paper of the Geological Society of America*, *409*, 97–123. https://doi.org/10.1130/0-8137-2409-0.97

Konca, A. O., Guvercin, S. E., Ozarpaci, S., Ozdemir, A., Funning, G. J., Dogan, U., et al. (2019). Slip distribution of the 2017 Mw6.6 Bodrum-Kos earthquake: Resolving the ambiguity of fault geometry. *Geophysical Journal International*, *219*(2), 911–923. https://doi.org/10.1093/gji/ggz332

Kondopoulou, D., Sen, S., Aidona, E., van Hinsbergen, D. J. J., & Koufos, G. (2011). Rotation history of Chios Island, Greece since the Middle Miocene. *Journal of Geodynamics*, *51*(5), 327–338. https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.07.001

Konstantinou, K. I., Kalogeras, I. S., Melis, N. S., Kourouzidis, M. C., & Stavrakakis, G. N. (2006). The 8 January 2006 earthquake (MW 6.7) offshore Kythira Island, southern Greece: Seismological, strong-motion, and macroseismic observations of an intermediate-depth event. *Seismological Research Letters*, *7*(5), 544–553. https://doi.org/10.1785/gssrl.77.5.544

Kontogianni, V. A., Tsoulos, N., & Stiros, S. C. (2002). Coastal uplift, earthquakes and active faulting of Rhodes Island (Aegean Arc): Modeling based on geodetic inversion. *Marine Geology*, *186*(3–4), 299–317. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00334-1

Koral, H., Öztürk, H., & Hanilçi, N. (2009). Tectonically induced coastal uplift mechanism of Gökçeada Island, Northern Aegean Sea, Turkey. *Quaternary International*, *197*(1–2), 43–54. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.04.001

Koravos, G. C., Main, I. G., Tsapanos, T. M., & Musson, R. M. W. (2003). Maximum earthquake magnitudes in the Aegean area constrained by tectonic moment release rates. *Geophysical Journal International*, *152*(1), 94–112. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01825.x

Koufos, G., & Pavlides, S. (1988). Correlation between the continental deposits of the lower Axios valley and Ptolemais basin. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *20*, 9–19.

Koukouvelas, I. K., & Doutsos, T. T. (1996). Implications of structural segmentation during earthquakes: The 1995 Egion earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, *18*(12), 1381–1388. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00071-5

Koukouvelas, I. K. (1998). The Egion Fault, earthquake-related and long-term deformation, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics*, *26*(2–4), 501–513. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00046-X

Koukouvelas, I. K., & Aydin, A. (2002). Fault structure and related basins of the North Aegean Sea and its surroundings. *Tectonics*, *21*(5), 10-1-10–17. https://doi.org/10.1029/2001TC901037

Koukouvelas, I. K., Kokkalas, S., & Xypolias, P. (2010a). Surface deformation during the Mw 6.4 (8 June 2008) Movri Mountain earthquake in the Peloponnese, and its implications for the seismotectonics of western Greece. *International Geology Review*, *52*(2–3), 249–268. https://doi.org/10.1080/00206810802674329

Kranis, H. (2018). NEOTECTONIC BASIN EVOLUTION IN CENTRAL-EASTERN MAINLAND GREECE: AN OVERVIEW. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *40*(1), 360. https://doi.org/10.12681/bgsg.16621

Kreemer, C., Haines, J., Holt, W. E., Blewitt, G., & Lavallee, D. (2000). On the determination of a global strain rate model. *Earth, Planets and Space*. https://doi.org/10.1186/BF03352279

Kurt, H., Demirbağ, E., & Kuşçu, I. (2000). Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, inferred from multi-channel seismic reflection data. *Marine Geology*, *165*(1–4), 13–26. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00005-0

Kurt, H., Demirbağ, E., & Kuşçu, İ. (1999). Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia–southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data. *Tectonophysics*, *305*(4), 477–496. https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00037-2

Lagios, E., Sakkas, V., Papadimitriou, P., Parcharidis, I., Damiata, B. N., Chousianitis, K., & Vassilopoulou, S. (2007). Crustal deformation in the Central Ionian Islands (Greece): Results from DGPS and DInSAR analyses (1995-2006). *Tectonophysics*, *444*(1–4), 119–145.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.08.018

Lagios, E., Papadimitriou, P., Novali, F., Sakkas, V., Fumagalli, A., Vlachou, K., & Del Conte, S. (2012). Combined Seismicity Pattern Analysis, DGPS and PSInSAR studies in the broader area of Cephalonia (Greece). *Tectonophysics*, *524–525*, 43–58. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.015

Laj, C., Jamet, M., Sorel, D., & Valente, J. P. (1982). First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the hellenic sedimentary ARC. *Tectonophysics*, *86*(1–3), 45–67. https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90061-0

Lazos, I., Chatzipetros, A., Pavlides, S., Pikridas, C., & Bitharis, S. (2020). Tectonic Crustal Deformation of Corinth Gulf, Greece, Based on Primary Geodetic Data. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, *17*(4), 413–424. https://doi.org/10.13168/AGG.2020.0030

Lazos, I., Kondopoulou, D., Chatzipetros, A., Pavlides, S., Bitharis, S., & Pikridas, C. (2018). Rotation rates of the South Aegean region, Greece, based on primary geodetic data - Comparison between geodetic and palaeomagnetic results. *9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, 141–144.

Lazos, I., Pikridas, C., Chatzipetros, A., & Pavlides, S. (2020). Determination of local active tectonics regime in central and northern Greece, using primary geodetic data. *Applied Geomatics*, 1–15. https://doi.org/10.1007/s12518-020-00310-x

Leite, O., & Mascle, J. (1982). Geological structures on the South Cretan continental margin and Hellenic Trench (eastern Mediterranean). *Marine Geology*, *49*, 199–223. https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90040-8

Lekkas, E. L., Danamos, G. ., & Lozios, S. . (2001). Neotectonic structure and evolution of Lefkada island. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *34*(1), 157. https://doi.org/10.12681/bgsg.16956

Le Pichon, X., Lallemant, S. J., Chamot-Rooke, N., Lemeur, D., & Pascal, G. (2002). The Mediterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes. *Marine Geology*, *186*, 111–125. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00175-5

Le Pichon, X, & Angelier, J. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, *300*(1454), 357–372.

Le Pichon, X, Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R., & Veis, G. (1995). Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe - Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *100*(B7), 12675–12690. https://doi.org/10.1029/95JB00317

Le Pichon, X., & Angelier, J. (1979). The hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area. *Tectonophysics*, *60*(1–2), 1–42. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90131-8

Le Pichon, X., & Kreemer, C. (2010). The Miocene-to-Present Kinematic Evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and Its Implications for Dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *38*(1), 323–351. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152419

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R., & Veis, G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B7), 12675–12690. https://doi.org/10.1029/95JB00317

Lin, J., & Stein, R. S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B2). https://doi.org/10.1029/2003JB002607

Lomax, A., & Curtis, A. (2001). Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using Oct-Tree Importance sampling. *Geophys. Res. Abstr.*

Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., & Berge-Thierry, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models - Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations. In *Advances in Seismic Event Location* (pp. 101–134).

Louvari, E., Kiratzi, A. A., & Papazachos, B. C. (1999). The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). *Tectonophysics*, *308*(1–2), 223–236. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00078-5

Lyberis, N. (1984). Tectonic evolution of the North Aegean trough. *Geological Society, London, Special Publications*, *17*(1), 709–725. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.57

Lyberis, N., Angelier, J., Barrier, E., & Lallemant, S. (1982). Active deformation of a segment of arc: the strait of Kythira, Hellenic arc, Greece. *Journal of Structural Geology*, *4*(3), 299–311. https://doi.org/10.1016/0191-8141(82)90016-5

Lyon-Caen, H. (1987). The 1986 Kalamata (south Peloponnesus) earthquake: detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic arc. *Journal of Geophysical Research*, *93*, 14967–15000. https://doi.org/10.1029/jb093ib12p14967

Makris, J., Papoulia, J., Papanikolaou, D., & Stavrakakis, G. (2001). Thinned continental crust below northern Evoikos Gulf, central Greece, detected from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, *341*(1–4), 225–236. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00186-X

Makropoulos, K. C., & Burton, P. W. (1985). Seismic hazard in Greece. II. Ground acceleration. *Tectonophysics*, *117*(3–4), 259–294. https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90274-4

Maley, T. S., & Johnson, G. L. (1971). Morphology and structure of the Aegean Sea. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *18*(1), 109–122. https://doi.org/10.1016/0011-7471(71)90018-0

Mälzer, H., Schmitt, G., & Zippelt, K. (1979). Recent vertical movements and their determination in the Rhenish Massif. *Tectonophysics*, *52*(1–4), 167–176. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90219-1

Maniatis, G., Lempp, C., & Heinisch, H. (2003). 3D strain monitoring of onshore active faults at the eastern end of the Gulf of Corinth (Greece). *Journal of Geodynamics*, *36*(1–2), 95–102. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00041-3

Mann, P. (1997). Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape. *Geology*, *25*(3), 211–214. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0211:mftfol>2.3.co;2

Mariolakos, I., Fountoulis, I., Logos, E., & Lozios, S. (1989). Surface faulting caused by the Kalamata (Greece) earthquakes (13.9.86). *Tectonophysics*, *163*(3–4), 197–203. https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90257-6

Martinod, J., Hatzfeld, D., Savvaidis, P., & Katsambalos, K. (1997). Rapid N-S extension in the Mygdonian Graben (northern Greece) deduced from repeated geodetic surveys. *Geophysical Research Letters*, *24*(24), 3293–3296. https://doi.org/10.1029/97GL03186

Mascle, J., & Martin, L. (1990). Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geology*, *94*(4), 271–299. https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90060-W

Mattei, M., D'Agostino, N., Zananiri, I., Kondopoulou, D., Pavlides, S., & Spatharas, V. (2004). Tectonic evolution of fault-bounded continental blocks: Comparison of paleomagnetic and GPS data in the Corinth and Megara basins (Greece). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B2). https://doi.org/10.1029/2003JB002506

McCaffrey, R., 2009. Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia. Geophys. Res. Lett. 36, 1–5. https://doi.org/10.1029/2008GL036784

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., et al. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical*

Research, *105*(B3), 5695. https://doi.org/10.1029/1999JB900351

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., & Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, *155*(1), 126–138. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x

McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal International*, *30*(2), 109–185. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x

McKenzie, D., & Jackson, J. (1986). A block model of distributed deformation by faulting. *Journal of the Geological Society*, *143*(2), 349–353. https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0349

McKenzie, D. P. (1970). Plate Tectonics of the Mediterranean Region. *Nature*, *226*(5242), 239–243. https://doi.org/10.1038/226239a0

McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal International*, *30*(2), 109–185. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *55*(1), 217–254. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1978.tb04759.x

McKenzie, D., & Jackson, J. (1983). The relationship between strain rates, crustal thickening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth and Planetary Science Letters*, *65*(1), 182–202. https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90198-X

McNeill, L. C., & Collier, R. E. L. (2004). Uplift and slip rates of the eastern Eliki fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. *Journal of the Geological Society*, *161*(1), 81–92. https://doi.org/10.1144/0016-764903-029

McNeill, L. C., Mille, A., Minshull, T. A., Bull, J. M., Kenyon, N. H., & Ivanov, M.

(2004). Extension of the North Anatolian Fault into the North Aegean Trough: Evidence for transtension, strain partitioning, and analogues for Sea of Marmara basin models. *Tectonics*, *23*(2), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2002TC001490

McNeill, L. C., Cotterill, C. J., Henstock, T. J., Bull, J. M., Stefatos, T. J., Collier, R. E. L., et al. (2005). Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology*, *33*(4), 241–244. https://doi.org/10.1130/G21127.1

Meier, T., Rische, M., Endrun, B., Vafidis, A., & Harjes, H. P. (2004). Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks. *Tectonophysics*, *383*, 149–169. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.02.004

Meier, T., Becker, D., Endrun, B., Rische, M., Bohnhoff, M., Stöckhert, B., & Harjes, H. P. (2007). A model for the hellenic subduction zone in the area of Crete based on seismological investigations. *Geological Society Special Publication*, *291*, 183–199. https://doi.org/10.1144/SP291.9

Meissl, P. (1965). Ober die innere Genauigkeit dreidimensionaler Punkthaufen. *Zeitsschrift Für Vermessungswesen*, *90*(4), 109–118.

Mercier, J.-L., Carey-Gailhardis, E., Mouyaris, N., Simeakis, K., Roundoyannis, T., & Anghelidhis, C. (1983). Structural analysis of recent and active faults and regional state of stress in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthquakes (northern Greece). *Tectonics*, *2*(6), 577–600. https://doi.org/10.1029/TC002i006p00577

Mercier, J. (1968). Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine central (Grèce). *Ann. Geol. Pays Hell.*, *20*, 1–792.

Mercier, J., Sorel, D., & Simeakis, K. (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. *Annales Tectonicae*, *1*(1), 20–39.

Mercier, J. L., Carey, E., Philip, H., & Sorel, D. (1976). La neotectonique plioquaternaire de l’Arc egeen externe et de la mer Egee et ses relations avec la seismicite. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *S7-XVIII*(2), 355–372. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.s7-xviii.2.355

Mercier, J. L., Sorel, D., Vergely, P., & Simeakis, K. (1989). Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, *2*(1), 49–71. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1989.tb00026.x

Mercier, J. L., & Carey-Gailhardis, E. (1989). Regional state of stress and characteristic fault kinematics instabilities shown by aftershock sequences: the aftershock sequences of the 1978 Thessaloniki (Greece) and 1980 Campania-Lucania (Italia) earthquakes as examples. *Earth and Planetary Science Letters*, *92*(2), 247–264. https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90050-2

Mesimeri, M., & Karakostas, V. (2018). Repeating earthquakes in western Corinth Gulf (Greece): implications for aseismic slip near locked faults. *Geophysical Journal International*, *215*(1), 659–676. https://doi.org/10.1093/gji/ggy301

Metaxas, C. P., Lalechos, N. S., & Lalechos, S. N. (2010). KASTORIA “BLIND” ACTIVE FAULT: HAZARDOUS SEISMOGENIC FAULT OF THE NW GREECE. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *43*(1), 452. https://doi.org/10.12681/bgsg.11195

Migiros, G. (1992). Introduction to the geology of Lesvos island. In *5th Meeting of IGCP Project 276. Chios - Lesvos.* Athens, Greece.

Minster, J. B., & Jordan, T. H. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, *83*(B11), 5331. https://doi.org/10.1029/jb083ib11p05331

Mitsakaki, C., Sakellariou, M. G., & Tsinas, D. (2013). A study of the crust stress field for the aegean region (greece). *Tectonophysics*, *597–598*, 50–72. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.003

Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Rosselet, F., & Stampfli, G. M. (2008). A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, *451*(1–4), 7–39. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.044

Monaco, C., & Tortorici, L. (2004). Faulting and effects of earthquakes on Minoan archaeological sites in Crete (Greece). *Tectonophysics*, *382*, 103–116. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.006

Monopolis, D., & Bruneton, A. (1982). Ionian sea (Western Greece): Its structural outline deduced from drilling and geophysical data. *Tectonophysics*, *83*(3–4), 227–242. https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90020-8

Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., & Micarelli, L. (2003). The Gulf of Corinth: An active half graben? *Journal of Geodynamics*, *36*(1–2), 323–340. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00053-X

Mountrakis, D. (1984). Structural evolution of the Pelagonian Zone in Northwestern Macedonia, Greece. *Geological Society Special Publication*, *17*(1), 581–590. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.45

Mountrakis, D. (1985). *Geologia tis Elladas*. University Studio Press.

Mountrakis, D. (1986). The Pelagonian zone in Greece: a polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the eastern Mediterranean. *Journal of Geology*, *94*(3), 335–347. https://doi.org/10.1086/629033

Mountrakis, D. (2010). *Geologia kai geotektoniki exelixi tis Elladhas*. University Studio Press.

Mountrakis, D., & Tranos, M. (2004). The Kavala-Xanthi-Komotini fault (KXKF): a complicated active fault zone in Eastern Macedonia-Thrace (Northern Greece). In A. Chatzipetros & S. Pavlides (Eds.), *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology* (pp. 857–860).

Mountrakis, D., Pavlides, S., Zouros, N., Astaras, T., & Chatzipetros, A. (1998). Seismic fault geometry and kinematics of the 13 May 1995 western Macedonia (Greece) earthquake. *Journal of Geodynamics*, *26*(2–4), 175–196.

https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00082-3

Mountrakis, D, Thomaidou, E., Zouros, N., & Kilias, A. (2001). Kinematic Analysis and Tertiary Evolution of the Lesvos Ophiolites and Metamorphic Sole (Aegean Sea. Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *XXXIV/1*, 267–274.

Mountrakis, D, Tranos, M., Papazachos, C., Thomaidou, E., Karagianni, E., & Vamvakaris, D. (2006). New neotectonic and seismological data about the main active faults and stress regime of Northern Greece. *Geological Society, London, Special Publications*, *260*, 649–670.

Mountrakis, D. (2006). Tertiary and Quaternary tectonics of Greece. *Special Paper of the Geological Society of America*, *409*, 125–136. https://doi.org/10.1130/2006.2409(07)

Mountrakis, D., Tranos, M., Papazachos, C., Thomaidou, E., Karagianni, E., & Vamvakaris, D. (2006). Neotectonic and seismological data concerning major active faults, and the stress regimes of Northern Greece. *Geological Society Special Publication*, *260*(1), 649–670. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.260.01.28

Mountrakis, D., Kilias, A., Soulakellis, N., Spyropoulos, N., Zouros, N., Tranos, M., & Pavlidis, S. (1993). Field study of the southern Thessaly highly active fault zone. In *2nd Congress of Hellenic Geophysal Union* (pp. 603–614). https://doi.org/refwid:12482

Mouratidis, A. (2010). Contribution of GPS and GIS assisted spaceborne remote sensing in the morphotectonic research of Central Macedonia (N. Greece). *PhD thesis*, 220 pp.

Mourouzidou, O., Pavlides, S., Fytikas, M., & Zouros, N. (2004). The neotectonic characteristic structures at the area of Gavathas. Northern Lesvos island (Aegean Greece). In *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*. Thessaloniki, Greece.

Mouslopoulou, V., Andreou, C., Atakan, K., & Fountoulis, I. (2001).

Paleoseismological investigations along the Kera fault zone, Western Crete: implications for seismic hazard assessment. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *34*, 1531–1537. https://doi.org/10.12681/bgsg.17259

Müller, M. D., Geiger, A., Kahle, H. G., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D., & Felekis, S. (2013). Velocity and deformation fields in the North Aegean domain, Greece, and implications for fault kinematics, derived from GPS data 1993-2009. *Tectonophysics*, *597–598*, 34–49. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.003

Myrianthis, M. L. (1984). Graben formation and associated seismicity in the Gulf of Korinth (Central Greece). *Geological Society Special Publication*, *17*(1), 701–707. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.56

Nixon, C. W., McNeill, L. C., Bull, J. M., Bell, R. E., Gawthorpe, R. L., Henstock, T. J., et al. (2016). Rapid spatiotemporal variations in rift structure during development of the Corinth Rift, central Greece. *Tectonics*, *35*(5), 1225–1248. https://doi.org/10.1002/2015TC004026

Nocquet, J. M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037

Nomikou, P., & Papanikolaou, D. (2010). The morpho-tectonic structure of Kos-Nisyros-Tilos volcanic area based on onshore and offshore data. In *XIX CBGA Congress* (pp. 557–564).

Nomikou, P., & Papanikolaou, D. (2011). Extension of active fault zones on Nisyros volcano across the Yali-Nisyros Channel based on onshore and offshore data. *Marine Geophysical Research*, *32*(1), 181–192. https://doi.org/10.1007/s11001-011-9119-z

Nomikou, P., Carey, S., Papanikolaou, D., Croff Bell, K., Sakellariou, D., Alexandri, M., & Bejelou, K. (2012). Submarine volcanoes of the Kolumbo volcanic zone NE of Santorini Caldera, Greece. *Global and Planetary Change*. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.01.001

Nomikou, P., Papanikolaou, D., & Dietrich, V. J. (2018). Geodynamics and volcanism in the kos-yali-nisyros volcanic field. In *Active Volcanoes of the World* (pp. 13–55). https://doi.org/10.1007/978-3-319-55460-0_2

Ntokos, D. (2018). Neotectonic study of northwestern Greece. *Journal of Maps*, *14*(2), 178–188. https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1445562

Ntokos, D., Lykoudi, E., & Rondoyanni, T. (2016). Geomorphic analysis in areas of low-rate neotectonic deformation: South Epirus (Greece) as a case study. *Geomorphology*, *263*, 156–169. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.04.005

Nyst, M., & Thatcher, W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, *109*(11), 1–23. https://doi.org/10.1029/2003JB002830

Ocakoğlu, N., Nomikou, P., İşcan, Y., Loreto, M. F., & Lampridou, D. (2018). Evidence of extensional and strike-slip deformation in the offshore Gökova-Kos area affected by the July 2017 Mw6.6 Bodrum-Kos earthquake, eastern Aegean Sea. *Geo-Marine Letters*. https://doi.org/10.1007/s00367-017-0532-4

Ocakoğlu, N. (2012). Investigation of Fethiye-Marmaris Bay (SW Anatolia): Seismic and morphologic evidences from the missing link between the Pliny Trench and the Fethiye-Burdur Fault Zone. *Geo-Marine Letters*, *32*(1), 17–28. https://doi.org/10.1007/s00367-011-0234-2

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences Geomechanics Abstracts*, *75*(4), 1135–1154. https://doi.org/10.1016/0148-9062(86)90674-1

Okada, Y. (1992). INTERNAL DEFORMATION DUE TO SHEAR AND TENSILE FAULTS IN A HALF-SPACE. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *82*(2), 1018–1040. Retrieved from http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.484.8168&rep=rep1&type=pdf

Okal, E. A., Synolakis, C. E., Uslu, B., Kalligeris, N., & Voukouvalas, E. (2009). The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece. *Geophysical Journal International*, *178*, 1533–1554. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04237.x

Oner, Z., & Dilek, Y. (2011). Supradetachment basin evolution during continental extension: The aegean province of Western Anatolia, Turkey. *Bulletin of the Geological Society of America*, *123*(11–12), 2115–2141. https://doi.org/10.1130/B30468.1

Ori, G. G. (1989). Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, *17*(10), 918–921. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0918:GHOTEB>2.3.CO;2

Özeren, M. S., & Holt, W. E. (2010). The dynamics of the eastern Mediterranean and eastern Turkey. *Geophysical Journal International*, *183*(3), 1165–1184. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04819.x

Panagiotopoulos, D., Papadimitriou, E., Papaioannou, C., Scordilis, E., & Papazachos, B. (1993). Source properties of the 21 Dec 1990 Goumenissa Earthquake in Northem Greece. In *2nd Congr. Hellenic Geophysical Union* (pp. 286–296).

Panagiotopoulos, D. G., Hatzidimitriou, P. M., Karakaisis, G. F., Papadimitriou, E. E., & Papazachos, B. C. (1985). Travel time residuals in southeastern Europe. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *123*(2), 221–231. https://doi.org/10.1007/BF00877018

Pantosti, D., De Martini, P. M., Papanastassiou, D., Palyvos, N., Lemeille, F., & Stavrakakis, G. (2001). A reappraisal of the 1894 atalanti earthquake surface ruptures, Central Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *91*(4), 760–780. https://doi.org/10.1785/0120000051

Papadimitriou, E.E, & Karakostas, V. G. (2003). Episodic occurrence of strong (Mw6.2) earthquakes in Thessalia area (central Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, *215*, 395–409.

Papadimitriou, E. E. (2002). Mode of strong earthquake recurrence in the central Ionian Islands (Greece): Possible triggering due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong shocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(8), 3293–3308. https://doi.org/10.1785/0120000290

Papadimitriou, E. E., & Karakostas, V. G. (2008). Rupture model of the great AD 365 Crete earthquake in the southwestern part of the Hellenic Arc. *Acta Geophysica*, *56*, 293–312. https://doi.org/10.2478/s11600-008-0001-6

Papadimitriou, E. E., & Sykes, L. R. (2001). Evolution of the stress field in the Northern Aegean Sea (Greece). *Geophysical Journal International*, *146*(3), 747–759. https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2001.01486.x

Papadimitriou, P., Kaviris, G., & Makropoulos, K. (2006). The MW = 6.3 2003 Lefkada earthquake (Greece) and induced stress transfer changes. *Tectonophysics*, *423*(1–4), 73–82. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.03.003

Papadopoulos, G. A., Drakatos, G., Papanastassiou, D., Kalogeras, I., & Stavrakakis, G. (2000). Preliminary Results about the Catastrophic Earthquake of 7 September 1999 in Athens, Greece. *Seismological Research Letters*, *71*(3), 318–329. https://doi.org/10.1785/gssrl.71.3.318

Papadopoulos, G. A., Ganas, A., & Plessa, A. (2002). The Skyros earthquake (Mw 6.5) of 26 July 2001 and precursory seismicity patterns in the North Aegean Sea. *Bulletin of the Seismological Society of America*. https://doi.org/10.1785/0120010241

Papadopoulos, G. A., & Pavlides, S. B. (1992). The large 1956 earthquake in the South Aegean: Macroseismic field configuration, faulting, and neotectonics of Amorgos Island. *Earth and Planetary Science Letters*, *113*, 383–396. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90140-Q

Papadopoulos, G. A., Karastathis, V. K., Koukouvelas, I., Sachpazi, M., Baskoutas, I., Chouliaras, G., et al. (2014). The Cephalonia, Ionian Sea (Greece), sequence of strong earthquakes of January-February 2014: a first report. *Research in*

Geophysics, *3*(1). https://doi.org/10.4081/rg.2014.5441

Papaioannou, C. A., & Papazachos, B. C. (2000). Time-independent and time-dependent seismic hazard in Greece based on seismogenic sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *90*(1), 22–33. https://doi.org/10.1785/0119980023

Papanastassiou, D. (1998). Seismic hazard assessment in the area of Mystras-Sparta, south Peloponnesus, Greece, based on local seismotectonic, seismic, geologic information and on different models of rupture propagation. *Natural Hazards*, *18*(3), 237–251. https://doi.org/10.1023/A:1026464415095

Papanikolaou, D. (2009). Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. *Lithos, 108* (1–4), 262–280. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.08.003

Papanikolaou, D., & Papanikolaou, I. (2007). GEOLOGICAL, GEOMORPHOLOGICAL AND TECTONIC STRUCTURE OF NE ATTICA AND SEISMIC HAZARD IMPLICATIONS FOR THE NORTHERN EDGE OF THE ATHENS PLAIN. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *40*(1), 425–438. https://doi.org/10.12681/bgsg.16634

Papanikolaou, D., Lykousis, V., Chronis, G., & Pavlakis, P. (1988). A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: the Messiniakos, Argolikos, Saronikos and Southern Evoikos Gulfs. *Basin Research*, *1*(3), 167–176. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1988.tb00013.x

Papanikolaou, D., Lekkas, E., Mariolakos, I., & Mirkou, R. (1988). Contribution to the geodynamic evolution of the Mesohellenic basin. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *20*, 17–36.

Papanikolaou, D., Lekkas, E., & Syskakis, D. (1990). Tectonic analysis of the Milos geothermal field. *Bulletin of the Geological Society of Greece, XXIV*, 27–46.

Papanikolaou, D., Metaxas, C., & Chronis, G. (2001). Neotectonic structure of the Lakonikos gulf. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *34*(1), 297.

https://doi.org/10.12681/bgsg.17026

Papanikolaou, D., Nomikou, P., Papanikolaou, I., Lampridou, D., Rousakis, G., & Alexandri, M. (2019). Active tectonics and seismic hazard in Skyros Basin, North Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, *407*, 94–110. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.10.001

Papanikolaou, D., Lykousis, V., Chronis, G., & Pavlakis, P. (2007). A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: the Messiniakos, Argolikos, Saronikos and Southern Evoikos Gulfs. *Basin Research*, *1*(3), 167–176. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1988.tb00013.x

Papanikolaou, D, Alexandri, M., & Nomikou, P. (2006). Active faulting in the north Aegean basin. *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, *409*, 189--209\r631. https://doi.org/10.1130/0-8137-2409-0

Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., & Ballas, D. (2002). Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry. *Marine Geology*, *190*(1–2), 465–492. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00359-6

Papanikolaou, I. D., & Papanikolaou, D. I. (2007). Seismic hazard scenarios from the longest geologically constrained active fault of the Aegean. *Quaternary International*, *171–172*, 31–44. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.03.020

Papanikolaou, I. D., & Roberts, G. P. (2007). Geometry, kinematics and deformation rates along the active normal fault system in the southern Apennines: Implications for fault growth. *Journal of Structural Geology*, *29*, 166–188. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.009

Papanikolaou, I. D., Roberts, G. P., Deligiannakis, G., Sakellariou, A., & Vassilakis, E. (2013). The Sparta Fault, Southern Greece: From segmentation and tectonic geomorphology to seismic hazard mapping and time dependent probabilities. *Tectonophysics*, *597–598*, 85–105. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.031

Papanikolaou, I. D., Triantaphyllou, M., Pallikarakis, A., & Migiros, G. (2015). Active faulting at the Corinth Canal based on surface observations, borehole data and paleoenvironmental interpretations. Passive rupture during the 1981 earthquake sequence? *Geomorphology*, *237*, 65–78. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.036

Papathanassiou, G., Ganas, A., Moshou, A., & Valkaniotis, S. (2017). GEOENVIROMENTAL EFFECTS OF THE M=6.4 17 NOVEMBER 2015 EARTHQUAKE ON SOUTH LEFKADA, IONIAN SEA, GREECE. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *50*(1), 521. https://doi.org/10.12681/bgsg.11753

Papathanassiou, G., Valkaniotis, S., & Pavlides, S. (2019). The July 20, 2017 Bodrum-Kos, Aegean Sea Mw= 6.6 earthquake; preliminary field observations and image-based survey on a lateral spreading site. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.10.038

Papatheodorou, G., & Ferentinos, G. (1997). Submarine and coastal sediment failure triggered by the 1995, Ms=6.1 R Aegion earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, *137*, 287–304.

Papazachos, B., & Papazachou, C. (2003). *The earthquakes of Greece.* (3rd Editio). Thessaloniki. Greece: Ziti Publications.

Papazachos, B., Kiratzi, A., Voidomatis, P., & Papaioannou, C. (1984). A study of the December 1981–January 1982 seismic activity in northern Aegean Sea. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, *26*, 101–113.

Papazachos, B., Kiratzi, A., Karacostas, B., Panagiotopoulos, D., Scordilis, E., & Mountrakis, D. M. (1988). Surface fault traces, fault plane solution and spatial distribution of the aftershocks of the September 13, 1986 earthquake of Kalamata (Southern Greece). *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *126*(1), 55–68. https://doi.org/10.1007/BF00876914

Papazachos, B., Kiratzi, A., & Papadimitriou, E. (1991). Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *136*(4), 405–420. https://doi.org/10.1007/BF00878578

Papazachos, B. C. (1990). Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, *178*(2–4), 287–308. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90155-2

Papazachos, B. C., & Delibasis, N. D. (1969). Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. *Tectonophysics*, *7*(3), 231–255. https://doi.org/10.1016/0040-1951(69)90069-9

Papazachos, B. C., Hatzidimitriou, P. M., Karakaisis, G. F., Papazachos, C. B., & Tsokas, G. N. (1993). Rupture zones and active crustal deformation in southern Thessalia, central Greece. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, *139*, 363–374.

Papazachos, B. C., Karakostas, B. G., Kiratzi, A. A., Papadimitriou, E. E., & Papazachos, C. B. (1998). A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence. *Journal of Geodynamics*, *26*(2–4), 217–231. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00050-1

Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A., Papazachos, C., & Louvari, E. (1998). Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, *39*, 199–218.

Papazachos, C., & Kiratzi, A. (1996). A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, *253*(1–2), 129–153. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00047-X

Papazachos, C. B. (1999). Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia Interaction. *Geophysical Research Letters*, *26*(17), 2653–2656. https://doi.org/10.1029/1999GL900411

Papazachos, C. B., Karakaisis, G. F., Savvaidis, A. S., & Papazachos, B. C. (2002). Accelerating seismic crustal deformation in the southern Aegean area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(2), 570–580.

https://doi.org/10.1785/0120000223

Papazachos, C. B., & Kiratzi, A. A. (1996). A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, *253*(1–2), 129–153. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00047-X

Papazachos, C. B. (2019). Deep structure and active tectonics of the South Aegean volcanic arc. *Elements*, *15*(3), 153–158. https://doi.org/10.2138/gselements.15.3.153

Papo, H. B., & Perelmuter, A. (1983). Reparametrization of Deformation Analysis. *Manuscripta Geodaetica*, *8*, 41–58.

Papoulia, J., & Makris, J. (2004). Microseismicity and active deformation of Messinia, SW Greece. *Journal of Seismology*, *8*(4), 439–451. https://doi.org/10.1007/s10950-004-4837-1

Pavlides, S. (1985). *Neotectonic evolution of the Florina-Vegoritis-Ptolemais basins*. Aristotle University of Thessaloniki.

Pavlides, S., & Kilias, A. (1987). Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece). *Annales Tectonicae*, *1*, 97–104.

Pavlides, S., Mountrakis, D., Kilias, A., & Tranos, M. (1990). The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. *Annales Tectonicae*, *4*, 196–211.

Pavlides, S., Valkaniotis, S., Ganas, A., Keramydas, D., & Sboras, S. (2004). THE ATALANTI ACTIVE FAULT: RE-EVALUATION USING NEW GEOLOGICAL DATA. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *36*(4), 1560. https://doi.org/10.12681/bgsg.16545

Pavlides, S., Valkaniotis, S., Kurcel, A., Papathanassiou, G., & Chatzipetros, A. (2005). Neotectonics of Samothraki Island (NE Aegean, Greece) in relation to the North Anatolian fault. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *37*, 19–28.

Pavlides, S., Caputo, R., Sboras, S., Chatzipetros, A., Papathanasiou, G., & Valkaniotis,

S. (2010). The Greek Catalogue of Active Faults and Database of Seismogenic Sources. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *43*(1), 486–494. https://doi.org/10.12681/bgsg.11199

Pavlides, S. B., & Mountrakis, D. M. (1987). Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. *Journal of Structural Geology*, *9*(4), 385–392. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90115-5

Pavlides, S. B., & Tranos, M. D. (1991). Structural characteristics of two strong earthquakes in the North Aegean: ierissos (1932) and Agios Efstratios (1968). *Journal of Structural Geology*, *13*(2), 205–214. https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90067-S

Pavlides, S. B., Zouros, N. C., Chatzipetros, A. A., Kostopoulos, D. S., & Mountrakis, D. M. (1995). The 13 May 1995 western Macedonia, Greece (Kozani Grevena) earthquake; preliminary results. *Terra Nova*, *7*(5), 544–549. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1995.tb00556.x

Pavlides, S. B., Papadopoulos, G., & Ganas, A. (2002). The fault that caused the Athens September 1999 Ms = 5.9 earthquake: Field observations. *Natural Hazards*, *27*(1–2), 61–84. https://doi.org/10.1023/A:1019927302304

Pavlides, S, Mountrakis, D., Kilias, A., & Tranos, M. (1990). The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. *Annales Tectonicae*, *Vol. IV*, 196–211.

Pavlides, S., & Caputo, R. (1994). The North Aegean region: a tectonic paradox? *Terra Nova*, *6*(1), 37–44. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1994.tb00631.x

Pavlidis, S. (1998). Dating the neotectonisms in South Almopias (central Macedonia, N. Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *32*(1), 189–197.

Pe-Piper, G., Piper, D. J. W., & Perissoratis, C. (2005). Neotectonics and the Kos Plateau Tuff eruption of 161 ka, South Aegean arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *139*(3–4), 315–338. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.08.014

Pelzer, H. (1974). Zur Behandlung singulärer Ausgleichungsaufgaben. *Zeitsschrift Für Vermessungswesen*, *99*(181–194), 479–488.

Pérouse, E., Chamot-Rooke, N., Rabaute, A., Briole, P., Jouanne, F., Georgiev, I., & Dimitrov, D. (2012). Bridging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean: Implications for crustal dynamics and mantle flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *13*(9). https://doi.org/10.1029/2012GC004289

Philippon, M., Brun, J. P., Gueydan, F., & Sokoutis, D. (2014). The interaction between Aegean back-arc extension and Anatolia escape since Middle Miocene. *Tectonophysics*, *631*(C), 176–188. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.039

Pietrantonio, G., & Riguzzi, F. (2004). Three-dimensional strain tensor estimation by GPS observations: methodological aspects and geophysical applications. *Journal of Geodynamics*, *38*(1), 1–18. https://doi.org/10.1016/J.JOG.2004.02.021

Pikridas, C., Bitharis, S., Fotiou, A., Rossikopoulos, D., Katsougiannopoulos, S., Spanakaki, K., & Karolos, I. (2016). Monitoring seiemic dispalacements using GNSS data with PPP method. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *50 (3)*, 1583–1589.

Piper, D. J. W., & Perissoratis, C. (2003). Quaternary neotectonics of the South Aegean arc. *Marine Geology*, *198*(3–4), 259–288. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00118-X

Pirazzoli, P. A., Thommeret, J., Thommeret, Y., Laborel, J., & Montag-Gioni, L. F. (1982). Crustal block movements from holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece). *Tectonophysics*, *86*, 27–43. https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90060-9

Pirazzoli, P. A., Montaggioni, L. F., Saliège, J. F., Segonzac, G., Thommeret, Y., & Vergnaud-Grazzini, C. (1989). Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes Island (Greece). *Tectonophysics*, *170*, 89–114.

https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90105-4

Pirazzoli, P. A., Laborel, J., & Stiros, S. C. (1996). Earthquake clustering in the eastern Mediterranean during historical times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *101*, 6083–6097. https://doi.org/10.1029/95jb00914

Pondrelli, S., Morelli, A., Ekström, G., Mazza, S., Boschi, E., & Dziewonski, A. M. (2002). European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997-2000. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *130*, 71–101. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00312-0

Pope, A. J. (1973). The use of the “solution space” in the analysis of geodetic network adjustments. In *IAG Symposium on Computational methods in Geometric Geodesy*. Oxford.

Poulos, S. E., Lykousis, V., Collins, M. B., Rohling, E. J., & Pattiaratchi, C. B. (1999). Sedimentation processes in a tectonically active environment: The Kerkyra-Kefalonia submarine valley system (NE Ionian Sea). *Marine Geology*, *160*(1–2), 25–44. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00016-X

Prescott, W. H. (1981). The determination of displacement fields from geodetic data along a strike slip fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *86*(B7), 6067–6072. https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06067

Psycharis, I. N., & Taflampas, I. M. (2017). *Preliminary evaluation of ground motion in Kos town during the 21 July 2017 earthquake.*

Purvis, M., & Robertson, A. (2004). A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W-trending Alaşehir Graben and the NE-SW-trending Selendi and Gördes Basins, Western Turkey. *Tectonophysics*, *391*(1-4 SPEC.ISS.), 171–201. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.011

Reddy, J. N. (2013). *An Introduction to Continuum Mechanics.* (2nd ed.). Cambridge University Press, NewYork.

Reilinger, R., & McClusky, S. (2001). GPS constraints on block motions and deformations in western Turkey and the Aegean: Implications for earthquake hazards. In T. Taymaz (Ed.), *Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes* (pp. 14–20).

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., et al. (1997). Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B5), 9983–9999. https://doi.org/10.1029/96jb03736

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., et al. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(5). https://doi.org/10.1029/2005JB004051

Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., & Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics*, *488*(1–4), 22–30. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.05.027

Ricou, L. E., Dercourt, J., Geyssant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C., & Biju-Duval, B. (1986). Geological constraints on the alpine evolution of the Mediterranean Tethys. *Tectonophysics*, *123*(1–4), 83–122. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90194-0

Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F., & Lyon-caen, H. (1996). Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophysical Research Letters*, *23*(14), 1817–1820.

Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., et al. (1996). A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, *126*, 663–688.

Ring, U., Glodny, J., Will, T., & Thomson, S. (2010). The Hellenic subduction system: High-pressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *38*, 45–76. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.050708.170910

Ring, U., Gessner, K., & Thomson, S. (2017). Variations in fault-slip data and cooling history reveal corridor of heterogeneous backarc extension in the eastern Aegean Sea region. *Tectonophysics*. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.013

Roberts, S., & Jackson, J. (1991). Active normal faulting in central Greece: An overview. *Geological Society Special Publication*, *56*(1), 125–142. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.056.01.09

Robertson, A., & Dixon, J. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, *17*, 1–74.

Robertson, A. H. F., Clift, P. D., Degnan, P. J., & Jones, G. (1991). Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *87*(1–4), 289–343. https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90140-M

Robertson, A. H. F., Dixon, J. E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., et al. (1996). Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Society Special Publication*, *105*(1), 239–263. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.105.01.22

Rocca, C., Karakaisis, G., Karakostas, V., Kiratzi, A., Scordilis, E., & Papazachos, B. (1985). Further evidence on the strike-slip faulting of the northern Aegean trough based on properties of the August- November 1983 seismic sequence. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, *27*(106), 101–109.

Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Akyuz, S., & Thorup, K. (2001). Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Antolia fault, Northwestern Turkey: Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence. *Journal of Seismology*, *5*(3), 433–448. https://doi.org/10.1023/A:1011435927983

Rondoyanni, T., Georgiou, C., Galanakis, D., & Kourouzidis, M. (2004). EVIDENCES OF ACTIVE FAULTING IN THRACE REGION (NORTHEASTERN GREECE). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *36*(4), 1678. https://doi.org/10.12681/bgsg.16572

Rontogianni, S., Konstantinou, K., Evangelidis, C., & Melis, N. (2011). Investigating potential Seismic Hazard in the Gulf of Gökova (South Eastern Aegean Sea) deduced from recent shallow earthquake activity. In *American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, T43E-2427*.

Rossi, S., Got, H., Taviani, M., & Martin, L. (1986). Elements structuraux de la mer de Crete orientale et du Golfe d'Antalya (Mediterranee orientale). *Mem. Soc. Geol. It.*, *36*, 153–164.

Rossikopoulos, D. (1999). *Topographic Networks and Calculations*. Ziti Publications.

Rossikopoulos, D. (2020). *Tectonic Geodesy. Observing the crustal and constructions deformations.* Ziti Publications.

Rossikopoulos, D., Fotiou, A., Livieratos, E., & Baldi, P. (1998). A rigorous analysis of GPS data to detect crustal deformations. Application in the area of the Ionian Sea. *Tectonophysics*, *294*(3–4), 271–280. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00105-X

Rossikopoulos, D., Fotiou, A., Pikridas, C., & Bitharis, S. (2016). MODELS AND TECHNIQUES IN GEODETIC MONITORING OF TECTONIC DEFORMATIONS IN GREECE. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *50*(3), 1570–1582.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., & Melis, N. (2003). Relocation of the 26 July 2001 Skyros Island (Greece) earthquake sequence using the double-difference technique.

Physics of the Earth and Planetary Interiors. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00138-9

Roussos, N., & Lyssimachou, T. (1991). Structure of the Central North Aegean Trough: an active strike-slip deformation zone. *Basin Research*, *3*(1), 37–46. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1991.tb00134.x

Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics 12, 629–638. https://doi.org/10.1029/92TC02641

Royden, L.H., Papanikolaou, D.J., 2011. Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc. Geochemistry, Geophys. Geosystems 12. https://doi.org/10.1029/2010GC003280

Saatçilar, R., Ergintav, S., Demirbağ, E., & Inan, S. (1999). Character of active faulting in the North Aegean Sea. *Marine Geology*, *160*(3–4), 339–353. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00025-0

Sachpazi, M., Hirn, A., Clément, C., Haslinger, F., Laigle, M., Kissling, E., et al. (2000). Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: Local earthquakes and plate transport and strain. In *Tectonophysics* (Vol. 319, pp. 301–319). Elsevier. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00300-5

Sachpazi, M., Clément, C., Laigle, M., Hirn, A., & Roussos, N. (2003). Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth and Planetary Science Letters*, *216*(3), 243–257. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00503-X

Sakellariou D., & Tsampouraki-Kraounaki K. (2016). OFFSHORE FAULTING IN THE AEGEAN SEA: A SYNTHESIS BASED ON BATHYMETRIC AND SEISMIC PROFILING DATA. *Bulletin of the Geological Society of Greece, L*. Retrieved from file:///C:/Users/ocean6/Downloads/Sakellariou - Tsampouraki-Kraounaki EGE2016 - paper29 published.pdf

Sakellariou, D., Sigurdsson, H., Alexandri, M., Carey, S., Rousakis, G., Nomikou, P., et al. (2010). ACTIVE TECTONICS IN THE HELLENIC VOLCANIC ARC: THE KOLUMBO SUBMARINE VOLCANIC ZONE. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *XLIII*(2), 1056–1063. https://doi.org/10.12681/bgsg.11270

Sakellariou, D., Mascle, J., & Lykousis, V. (2013). Strike slip tectonics and transtensional deformation in the Aegean region and the Hellenic arc: Preliminary results. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *XLVII*(2), 647–656. https://doi.org/10.12681/bgsg.11098

Sakellariou, D., Rousakis, G., Vougioukalakis, G., Ioakim, C., Panagiotopoulos, I., Morfis, I., Zimianitis, E., Athanasoulis, K., Tsampouraki-Kraounaki, K., et al. (2016). DEFORMATION PATTERN IN THE WESTERN NORTH AEGEAN TROUGH: PRELIMINARY RESULTS. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *50*(1), 133. https://doi.org/10.12681/bgsg.11708

Savage, J. C., Gan, W., & Svarc, J. L. (2001). Strain accumulation and rotation in the Eastern California Shear Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. https://doi.org/10.1029/2000jb000127

Sboras, S., Pavlides, S., Caputo, R., Chatzipetros, A., Michailidou, A., Valkaniotis, S., & Papathanassiou, G. (2014). The use of geological data to improve SHA estimates in Greece. In *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* (Vol. 55, pp. 55–67). https://doi.org/10.4430/bgta0101

Sboras, S., Chatzipetros, A., Pavlides, S., Karastathis, V., & Papadopoulos, G. (2016). Earthquake Triggering Effect Scenarios During the 2014 Sequence in Cephalonia and 2015 Earthquake in Lefkada Broader Areas, Ionian Sea, Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *L*, 540–551.

Sboras, S., Lazos, I., Mouzakiotis, E., Karastathis, V., Pavlides, S., & Chatzipetros, A. (2018). Epicentral relocation, fault modelling, static stress change distribution and modelled surficial displacements of the July 20, 2017 (MW 6.6) Kos–Bodrum earthquake sequence. In *9th international INQUA meeting on* *paleoseismology, active tectonics and archeoseismology (PATA)* (p. 247250).

Sboras, S, Chatzipetros, A., & Pavlides, S. (2017). North Aegean Active Fault Pattern and the 24 May 2014, Mw 6.9 Earthquake. In *Active Global Seismology: Neotectonics and Earthquake Potential of the Eastern Mediterranean Region* (pp. 239–272). John Wiley & Sons, Inc. https://doi.org/10.1002/9781118944998.ch9

Sboras, S., Lazos, I., Mouzakiotis, E., Karastathis, V., Pavlides, S., & Chatzipetros, A. (2020). Fault modelling, seismic sequence evolution and stress transfer scenarios for the July 20, 2017 (M W 6.6) Kos–Gökova Gulf earthquake, SE Aegean. *Acta Geophysica*, *68*(5), 1245–1261. https://doi.org/10.1007/s11600-020-00471-8

Sboras, S. (2011). The Greek Database of Seismogenic Sources: seismotectonic implications for North Greece. *Ph.D. Thesis, University of Ferrara, Pubblicazioni dello IUSS, 5(1)*, 274pp.

Schenker, F. L., Gerya, T., & Burg, J. P. (2012). Bimodal behavior of extended continental lithosphere: Modeling insight and application to thermal history of migmatitic core complexes. *Tectonophysics*, *579*, 88–103. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.002

Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Maţenco, L., Nievergelt, P., Oberhänsli, R., et al. (2020). Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. *Gondwana Research*. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.005

Segall, P., & Matthews, M. V. (1988). Displacement calculations from geodetic data and the testing of geophysical deformation models. *Journal of Geophysical Research*, *93*(B12), 14954–14966. https://doi.org/10.1029/jb093ib12p14954

Sengör, a M. C., Görür, N., & Saroglu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, *37*, 227.

https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0227

Şengör, A., & Yilmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, *75*(3–4), 181–241. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4

Sengör, A. M., & Yilmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, *75*(3–4), 181–241. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4

Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*, *136*(3), 269–282. https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.3.0269

Shaw, B., Ambraseys, N. N., England, P. C., Floyd, M. A., Gorman, G. J., Higham, T. F. G., et al. (2008). Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake. *Nature Geoscience*, *1*, 268–276. https://doi.org/10.1038/ngeo151

Shen, Z. K., Jackson, D. D., & Ge, B. X. (1996). Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*. https://doi.org/10.1029/96jb02544

Smith, A. G., & Spray, J. G. (1984). A half-ridge transform model for the Hellenic-Dinaric ophiolites. *Geological Society Special Publication*, *17*(1), 629–644. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.49

Smith, A. Gilbert. (1971). Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *Bulletin of the Geological Society of America*, *82*(8), 2039–2070. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[2039:ADATOA]2.0.CO;2

Smith, A. G., & Moores, E. M. (1974). Hellenides. *Geological Society Special Publication*, *4*(1), 159–185. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.09

Smith, A. G., & Woodcock, N. H. (1976). Emplacement model for some "Tethyan" ophiolites. *Geology*, *4*(11), 653–656. https://doi.org/10.1130/0091-

7613(1976)4<653:EMFSTO>2.0.CO;2

Snay, R. A., Cline, M. W., & Timmerman, E. L. (1983). Regional deformation of the Earth model for the San Diego Region, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *88*(B6), 5009–5024. https://doi.org/10.1029/JB088iB06p05009

Solomon, S. C., & Sleep, N. H. (1974). Some simple physical models for absolute plate motions. *Journal of Geophysical Research*, *79*(17), 2557–2567. https://doi.org/10.1029/jb079i017p02557

Soulakellis, N., Novak, I., Zouros, N., Lowman, P., & Yates, J. (2006). Fusing Landsat-5/TM imagery and shaded relief maps in tectonic and geomorphic mapping: Lesvos Island, Greece. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, *6*, 693–700.

Stampfli, G., Marcoux, J., & Baud, A. (1991). Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *87*(1–4), 373–409. https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90142-E

Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, *196*(1–2), 17–33. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X

Stampfli, G. M., & Hochard, C. (2009). Plate tectonics of the Alpine realm. *Geological Society Special Publication*, *327*(1), 89–111. https://doi.org/10.1144/SP327.6

Stanley, D. J., & Perissoratis, C. (1977). Aegean Sea ridge barrier-and-basin sedimentation patterns. *Marine Geology*, *24*(2), 97–107. https://doi.org/10.1016/0025-3227(77)90003-2

Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder, M., & Collier, R. (2002). Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: Their seismotectonic signifcance. *Basin Research*, *14*(4), 487–502. https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2002.00176.x

Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*. https://doi.org/10.1038/45144

Steininger, F. F., & Rögl, F. (1984). Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. *Geological Society Special Publication*, *17*(1), 659–668. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.52

Sternai, P., Jolivet, L., Menant, A., & Gerya, T. (2014). Driving the upper plate surface deformation by slab rollback and mantle flow. *Earth and Planetary Science Letters*, *405*, 110–118. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.023

Stewart, I. S., & Hancock, P. L. (1991). Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *Journal of Structural Geology*, *13*(2), 191–204. https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90066-R

Stiros, S., Papageorgiou, S., Kontogianni, V., & Psimoulis, P. (2006). Church repair swarms and earthquakes in Rhodes Island, Greece. *Journal of Seismology*, *10*, 527–537. https://doi.org/10.1007/s10950-006-9035-x

Stiros, S. C. (2001). The AD 365 Cret earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: A review of historical and archaeological data. *Journal of Structural Geology*, *23*, 545–562. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00118-8

Taylor, B., Weiss, J. R., Goodliffe, A. M., Sachpazi, M., Laigle, M., & Hirn, A. (2011). The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth rift, Greece. *Geophysical Journal International*, *185*(3), 1189–1219. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05014.x

Taylor, J. R. (1997). *An Introduction to Error Analysis – The Study of Uncertainties in Physical Measurements* (2nd ed.). California: University Science Books.

Taymaz, T., Jackson, J., & Westaway, R. (1990). Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophysical Journal International*, *102*(3), 695–731. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb04590.x

Taymaz, T., Yilmaz, Y., & Dilek, Y. (2007). The geodynamics of the Aegean and

Anatolia: Introduction. *Geological Society Special Publication*. Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/SP291.1

Taymaz, T, Jackson, J., & McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb03906.x

Taymaz, T., & Price, S. (1992). The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. *Geophysical Journal International*, *108*(2), 589–603. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb04638.x

ten Veen, J. H. (2004). Extension of Hellenic forearc shear zones in SW Turkey: The Pliocene-Quaternary deformation of the Eşen Çay Basin. *Journal of Geodynamics*. https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.02.001

Teunissen, P. (1985). Zero Order Design: Generalized Inverses, Adjustment, the Datum Problem and S-Transformations. In *Optimization and Design of Geodetic Networks* (pp. 11–55). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-70659-2_3

Teza, G., Pesci, A., & Galgaro, A. (2008). Grid_strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments. *Computers and Geosciences, 34*(9), 1142–1153. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.006

Thomaidou, E. (2009). *Geological structure of Lesvos Island.* PhD Thesis. Aristotle University of Thessaloniki.

Tiberi, C., Lyon-Caen, H., Hatzfeld, D., Achauer, U., Karagianni, E., Kiratzi, a., et al. (2000). Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth rift (Greece) from a teleseismic tomography study. *Journal of Geophysical Research*, *105,* 28159. https://doi.org/10.1029/2000JB900216

Tiryakioğlu, Aktuğ, B., Yiğit, C., Yavaşoğlu, H. H., Sozbilir, H., Özkaymak, et al. (2018). Slip distribution and source parameters of the 20 July 2017 Bodrum-

Kos earthquake (Mw6.6) from GPS observations. *Geodinamica Acta*. https://doi.org/10.1080/09853111.2017.1408264

Toda, S., Stein, R. S., & Sagiya, T. (2002). Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature*. https://doi.org/10.1038/nature00997

Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., & Bozkurt, S. B. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, *110*(5), 1–17. https://doi.org/10.1029/2004JB003415

Toda, S., Stein, R. S., Beroza, G. C., & Marsan, D. (2012). Aftershocks halted by static stress shadows. *Nature Geoscience*. https://doi.org/10.1038/ngeo1465

Tranos, M., & Mountrakis, D. (2004). The Serres fault zone (SZF): an active fault zone in Eastern Macedonia (Northern Greece). In *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology* (pp. 892–895).

Tranos, M. D. (2011). Strymon and Strymonikos Gulf basins (Northern Greece): Implications on their formation and evolution from faulting. *Journal of Geodynamics*, *51*(4), 285–305. https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.10.002

Tregoning, P., Burgette, R., McClusky, S. C., Lejeune, S., Watson, C. S., & McQueen, H. (2013). A decade of horizontal deformation from great earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(5), 2371–2381. https://doi.org/10.1002/jgrb.50154

Tsampouraki-Kraounaki, K., Sakellariou, D., Anastasakis, G., & Tripsanas, E. (2015). Shallow structure and seismic stratigraphy of Christiana Basin. South Aegean Sea. In *Proceedings 11th Hell. Symp. Oceanography & Fisheries* (pp. 989–992).

Tsampouraki-Kraounaki, K., & Sakellariou, D. (2017). Strike-slip deformation behind the Hellenic subduction: the Amorgos Shear Zone, South Aegean Sea. In *8th international INQUA meeting on paleoseismology, active tectonics and* *archeoseismology* (pp. 392–395).

Tselentis, G. A., Sokos, E., Martakis, N., & Serpetsidaki, A. (2006). Seismicity and seismotectonics in Epirus, western Greece: Results from a microearthquake survey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *96*(5), 1706–1717. https://doi.org/10.1785/0120020086

Tur, H., Yaltirak, C., Elitez, I., & Sarikavak, K. T. (2015). Pliocene-Quaternary tectonic evolution of the Gulf of Gökova, southwest Turkey. *Tectonophysics*, *638*(1), 158–176. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.008

Tüysüz, O., Barka, A., & Yigitbaş, E. (1998). Geology of the Saros graben and its implications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos-Saros region, northwestern Turkey. *Tectonophysics*, *293*(1–2), 105–126. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00085-7

Tzanis, A., Kranis, H., & Chailas, S. (2010). An investigation of the active tectonics in central-eastern mainland Greece with imaging and decomposition of topographic and aeromagnetic data. *Journal of Geodynamics*, *49*(2), 55–67. https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.042

Uluğ, A., Duman, M., Ersoy, Ş., Özel, E., & Avci, M. (2005). Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of G??kova: Southeastern Aegean Sea. *Marine Geology*, *221*(1–4), 381–395. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.002

Underhill, J. R. (1989). Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece. *GSA Bulletin*, *101*(5), 613–634. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0613:lcdoth>2.3.co;2

Ustaömer, T., Gökaşan, E., Tur, H., Görüm, T., Batuk, F. G., Kalafat, D., et al. (2008). Faulting, mass-wasting and deposition in an active dextral shear zone, the Gulf of Saros and the NE Aegean Sea, NW Turkey. *Geo-Marine Letters*, *28*(3), 171–193. https://doi.org/10.1007/s00367-007-0099-6

Valkaniotis, S., Ganas, A., Papathanassiou, G., & Papanikolaou, M. (2014). Field observations of geological effects triggered by the January-February 2014 Cephalonia (Ionian Sea, Greece) earthquakes. *Tectonophysics*, *630*(C), 150–157. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.012

Vamvaka, A., Kilias, A., Mountrakis, D., & Papaoikonomou, J. (2006). Geometry and structural evolution of the Mesohellenic Trough (Greece): A new approach. *Geological Society Special Publication*, *260*(1), 521–538. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.260.01.22

Vamvakaris, D. A., Papazachos, C. B., Karagianni, E. E., Scordilis, E. M., & Hatzidimitriou, P. M. (2006). Small-scale spatial variation of the stress field in the back-arc Aegean area: Results from the seismotectonic study of the broader area of Mygdonia basin (N. Greece). *Tectonophysics*, *417*(3–4), 249–267. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.007

Vamvakaris, D. A., Papazachos, C. B., Papaioannou, C. A., Scordilis, E. M., & Karakaisis, G. F. (2016). A detailed seismic zonation model for shallow earthquakes in the broader Aegean area. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. https://doi.org/10.5194/nhess-16-55-2016

van Andel, T. H., Perissoratis, C., & Rondoyanni, T. (1993). Quaternary tectonics of the Argolikos Gulf and adjacnet basins, Greece. *Journal - Geological Society (London)*, *150*(3), 529–539. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.3.0529

van Hinsbergen, D. J.J., Zachariasse, W. J., Wortel, M. J. R., & Meulenkamp, J. E. (2005). Underthrusting and exhumation: A comparison between the External Hellenides and the “hot” Cycladic and “cold” South Aegean core complexes (Greece). *Tectonics*. https://doi.org/10.1029/2004TC001692

van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C. G., & Meulenkamp, J. E. (2005). Revision of the timing, magnitude and distribution of Neogene rotations in the western Aegean region. *Tectonophysics*, *396*(1–2), 1–34. https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2004.10.001

van Hinsbergen, D.J.J. (2010). A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: The Menderes Massif of western Turkey. *Earth-Science Reviews*. Elsevier. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.05.005

van Hinsbergen, D.J.J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Maţenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L. M., et al. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.009

van Hinsbergen, D.J.J., & Schmid, S. M. (2012). Map view restoration of Aegean-West Anatolian accretion and extension since the Eocene. *Tectonics*, *31*(5). https://doi.org/10.1029/2012TC003132

van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M. J., Bozkurt, E., & Koopman, M. (2010). Exhumation with a twist: Paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, western Turkey. *Tectonics*, *29*(3). https://doi.org/10.1029/2009TC002596

van Mierlo J. (1982). Some aspects of strain analysis by geodetic methods. In *W. Baarda Anniversary Volume* (pp. 506–526).

Vaníček, P. (1975). Vertical crustal movements in nova scotia as determined from scattered geodetic relevellings. In *Developments in Geotectonics* (Vol. 9, pp. 183–189). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41420-5.50024-1

VaníČek, P., R.E, M., & Castle, R. (1979). Four-dimensional modeling of recent vertical movements in the area of the southern California uplift. In *Developments in Geotectonics* (Vol. 13, pp. 287–300). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41783-1.50045-3

Vannucci, G., & Gasperini, P. (2003). A database of revised fault plane solutions for Italy and surrounding regions. *Computers and Geosciences*, *29*(7), 903–909. https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00094-3

Vannucci, G., & Gasperini, P. (2004). The new release of the database of earthquake mechanisms of the Mediterranean area (EMMA Version 2). *Annals of Geophysics*, *47*(1 SUPPL.), 307–317. https://doi.org/10.4401/ag-3277

Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J. M., et al. (2010). Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics*, *49*(3–4), 123–129. https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.10.007

Vernant, P., Reilinger, R., & McClusky, S. (2014). Geodetic evidence for low coupling on the Hellenic subduction plate interface. *Earth and Planetary Science Letters*. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.018

Voidomatis, P. S., Pavlides, S. B., & Papadopoulos, G. A. (1990). Active deformation and seismic potential in the serbomacedonian zone, northern Greece. *Tectonophysics*, *179*(1–2), 1–9. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90352-9

Vött, A., Brückner, H., Handl, M., & Schriever, A. (2006). Holocene palaeogeographies of the Astakos coastal plain (Akarnania, NW Greece). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *239*(1–2), 126–146. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.01.015

Vougioukalakis, G. E., & Fytikas, M. (2005). Volcanic hazards in the Aegean area, relative risk evaluation, monitoring and present state of the active volcanic centers. In *Developments in Volcanology* (pp. 161–183). https://doi.org/10.1016/S1871-644X(05)80037-3

Walcott, C. R., & White, S. H. (1998). Constraints on the kinematics of post-orogenic extension imposed by stretching lineations in the Aegean region. *Tectonophysics*, *298*(1–3), 155–175. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00182-6

Wdowinski, S., Sudman, Y., & Bock, Y. (2001). Geodetic detection of active faults in S. California. *Geophysical Research Letters*. https://doi.org/10.1029/2000GL012637

Wdowinski, S., Smith-Konter, B., Bock, Y., & Sandwell, D. (2007). Diffuse interseismic deformation across the Pacific-North America plate boundary.

Geology. https://doi.org/10.1130/G22938A.1

Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *84*(4), 974–1002. https://doi.org/<p></p>

Welsch, W. M. (1986). Some aspects of the analysis of geodetic strain observations in kinematic models. *Tectonophysics*, *130*(1–4), 437–458. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90132-0

Whiten, C. A. (1967). Geodetic networks versus time. *Bulletin Géodésique*, *84*(1), 109–116.

Wu, J., Cai, Y., Li, W., & Feng, Q. (2017). Strong Aftershock Study Based on Coulomb Stress Triggering—A Case Study on the 2016 Ecuador Mw 7.8 Earthquake. *Applied Sciences*, *7*(1), 88. https://doi.org/10.3390/app7010088

Wu, J. C., Tang, H. W., Chen, Y. Q., & Li, Y. X. (2006). The current strain distribution in the North China Basin of eastern China by least-squares collocation. *Journal of Geodynamics*, *41*(5), 462–470. https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.01.003

Wu, Y., Jiang, Z., Yang, G., Wei, W., & Liu, X. (2011). Comparison of GPS strain rate computing methods and their reliability. *Geophysical Journal International*. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04976.x

Yaltirak, C., Işler, E. B., Aksu, A. E., & Hiscott, R. N. (2012). Evolution of the Bababurnu Basin and shelf of the Biga Peninsula: Western extension of the middle strand of the North Anatolian Fault Zone, Northeast Aegean Sea, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences, 57*, 103–119. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.06.016

Yaltirak, C. & Alpar, B. (2002). Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology, 190*(1–2), 351–366. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00354-7

Yaltirak, Cenk, Alpar, B., & Yüce, H. (1998). Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey). *Tectonophysics*, *300*(1–4), 227–248. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00242-X

Yilmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yilmaz, K., Karacik, Z., et al. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? *Geological Society Special Publication*, *173*(1), 353–384. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.17

Yolsal-Çevikbilen, S., Taymaz, T., & Helvaci, C. (2014). Earthquake mechanisms in the Gulfs of Gökova, Siğacik, Kuşadasi, and the Simav Region (western Turkey): Neotectonics, seismotectonics and geodynamic implications. *Tectonophysics*, *635*, 100–124. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.001

Zanchi, A., & Angelier, J. (1993). Seismotectonics of western Anatolia: Regional stress orientation from geophysical and geological data. *Tectonophysics*. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90052-L

Zelilidis, A., Koukouvelas, I., & Doutsos, T. (1988). Neogene paleostress changes behind the forearc fold belt in the Patraikos Gulf area, western Greece. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie Monatshefte*, *5*(5), 311–325.

Zervopoulou, A., & Pavlides, S. (2005). Morphotectonic study of the broader area of Thessaloniki for the cartography of neotectonic faults. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *38*, 30–41.

http://bbnet.gein.noa.gr/HL/seismicity/mts/revised-moment-tensors.

http://unavco.org