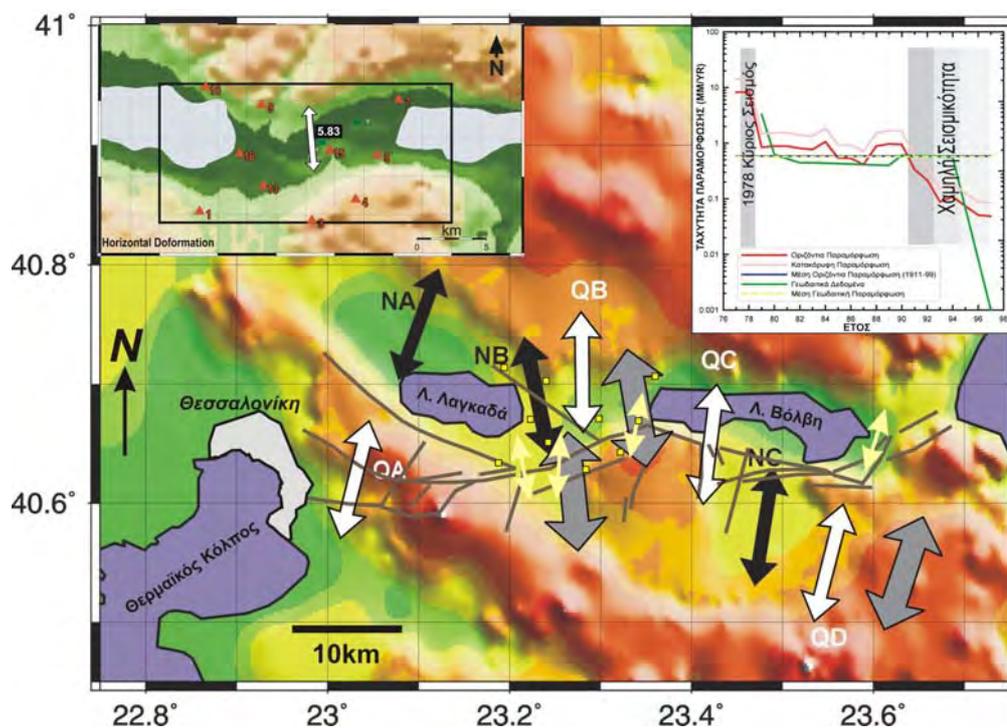


ΤΕΛΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ
ΤΟΥ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ
ΖΩΝΩΝ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΜΗΤΡΟΠΟΛΙΤΙΚΗΣ
ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΘΕΣ/ΝΙΚΗΣ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΧΡΗΣΗ
ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ



ΣΥΝΤΟΝΙΣΤΗΣ: Παπαζάχος Κων/νος, *Επικ.Καθηγητής Αριστ.Παν/μιου Θεσ/νίκης*

ΦΟΡΕΙΣ ΥΛΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΕΡΓΟΥ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝ/ΜΙΟ ΘΕΣ/ΝΙΚΗΣ

ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ: Παπαζάχος Κων/νος, *Επικ.Καθηγητής*

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΔΑΙΣΙΑΣ

ΤΜΗΜΑ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ, ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝ/ΜΙΟ ΘΕΣ/ΝΙΚΗΣ

ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ: Σαββαΐδης Παρασκευάς, *Καθηγητής*

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΔΑΙΣΙΑΣ-ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ

ΤΜΗΜΑ ΑΓΡΟΝΟΜΩΝ & ΤΟΠΟΓΡΑΦΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ, ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝ/ΜΙΟ ΘΕΣ/ΝΙΚΗΣ

ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ: Τζιαβός Ηλίας, *Καθηγητής*

Θεσσαλονίκη, Ιούλιος 2003

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	<u>Σελ.</u>
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	1
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	3
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	5
2. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	9
3. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΩΝ	13
4. ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	21
4.1. ΕΠΙΛΟΓΗ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ	21
4.2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ	24
4.3. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ.....	33
4.4. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΜΕ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΚΑΙ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .42	
4.4.1. Γενικά σχόλια - Θεωρητικό υπόβαθρο	42
4.4.2. Αλγόριθμος - Μετρικοί τανυστές και τανυστές ελαστικής τάσης.....	44
4.4.3. Ο μετρικός τανυστής του γεωειδούς.....	45
4.4.4. Απεικόνιση και τανυστής τάσης	47
4.4.5. Υπολογισμός παραμέτρων	48
4.4.6. Υπολογισμός των στοιχείων του τανυστή παραμόρφωσης	49
4.4.7. Πρακτική εφαρμογή στην περιοχή της Μυγδονίας.....	53
5. ΠΕΔΙΟ ΕΝΕΡΓΟΥ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΑΠΟ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	59
5.1. ΕΝΕΡΓΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	60
5.2. ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΟ ΚΕΝΤΡΙΚΟ ΤΜΗΜΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ	65
5.3 ΣΥΝΟΨΗ.....	76
6. ΒΑΘΜΟΣ ΕΠΙΤΥΧΙΑΣ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟΥΣ ΑΡΧΙΚΟΥΣ ΣΤΟΧΟΥΣ	79
7. ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΠΟΥ ΕΜΦΑΝΙΣΘΗΚΑΝ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΕΙΕΣ ΠΟΥ ΕΓΙΝΑΝ	81
8. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ.....	83
9. ΠΕΡΙΛΗΨΗ ΤΟΥ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ	85
10. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	89
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι.....	95

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το ερευνητικό πρόγραμμα «ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΖΩΝΩΝ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΜΗΤΡΟΠΟΛΙΤΙΚΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΘΕΣ/ΝΙΚΗΣ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΧΡΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ» ανατέθηκε από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Υπεύθυνος Κ. Παπαζάχος-Συντονιστής του Έργου) και εκπονείται σε συνεργασία με το Εργαστήριο Γεωδαισίας του Τομέα Γεωτεχνικής Μηχανικής του Τμήματος Πολιτικών Μηχανικών (Υπεύθυνος Π. Σαββαΐδης) και του Τομέα Γεωδαισίας-Τοπογραφίας του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Υπεύθυνος Η. Τζιαβός).

Η συμβατική ημερομηνία έναρξης της εκπόνησης του παραπάνω προγράμματος ήταν η 24/11/2000 και η συνολική διάρκεια του προγράμματος ήταν 24 μήνες. Μετά από αίτηση του Επιστ. Υπεύθυνου, ζητήθηκε η παράταση του έργου κατά οκτώ (8) μήνες, με νέα ημερομηνία ολοκλήρωσης του έργου στις 24/7/2003. Σύμφωνα με τη σχετική σύμβαση που υπογράφηκε μεταξύ των ΟΑΣΠ και ΑΠΘ παρουσιάζεται στο παρόν κείμενο η τελική επιστημονική έκθεση του παραπάνω ερευνητικού έργου, η οποία σύμφωνα με τη σύμβαση πρέπει να περιλαμβάνει:

- *Τον επιστημονικό απολογισμό του προγράμματος*
- *Το βαθμό επιτυχίας σε σχέση με τους αρχικούς στόχους*
- *Τις ενέργειες που έγιναν και προβλήματα που εμφανίστηκαν*
- *Τεκμηριωμένες προτάσεις για αξιοποίηση των αποτελεσμάτων*
- *Περίληψη του Ερευνητικού Προγράμματος*

Στην εκπόνηση του προγράμματος συμμετείχαν από τον Τομέα Γεωφυσικής ο Επικ. Καθηγητής Κ. Παπαζάχος (Επιστημονικά Υπεύθυνος-Συντονιστής Έργου), οι Καθηγήτρια Ε. Παπαδημητρίου, η Δρ. Γεωφυσικός Ε. Καραγιάννη και οι μεταπτυχιακοί φοιτητές (Μ.Sc. Γεωφυσικοί) Δ. Βαμβακάρης και Α. Σκαρλατούδης, από το Εργαστήριο Γεωδαισίας του Τομέα Γεωτεχνικής Μηχανικής του Τμήματος Πολιτικών Μηχανικών ο Καθηγητής Π. Σαββαΐδης και ο Επικ. Καθηγητής Ι. Υφαντής και από τον Τομέα Γεωδαισίας-Τοπογραφίας του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης ο Καθηγητής Η. Τζιαβός και η μεταπτυχιακή φοιτήτρια Μοσχίδου Παρθένα.

Σύμφωνα με το αρχικό χρονοδιάγραμμα εκπόνησης (Πίνακας Α) του ερευνητικού προγράμματος «ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΖΩΝΩΝ ΤΗΣ

ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΜΗΤΡΟΠΟΛΙΤΙΚΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΘΕΣ/ΝΙΚΗΣ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΧΡΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ» (παρακάτω θα αναφέρεται ως Έργο) οι κύριες ερευνητικές εργασίες του έργου αφορούσαν συλλογή του υφιστάμενου γεωφυσικού και γεωδαιτικού υλικού παρατήρησης, με παράλληλη δημιουργία των σχετικών βάσεων δεδομένων, όπως περιγράφηκαν και στην πρώτη έκθεση προόδου.

Πίνακας Α. Αρχικό Χρονοδιάγραμμα Εκπόνησης του Έργου

ΕΡΓΑΣΙΕΣ	1ο Έτος												2ο Έτος											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Συλλογή γεωφυσικών-γεωδαιτικών δεδομένων	←—————→																							
Δημιουργία βάσης υφιστάμενων δεδομένων	←—————→												←··········→											
Επεξεργασία σεισμολογικών-γεωδαιτικών δεδομένων	←··········→												←—————→											
Τελικό μοντέλο-Προσομοιώσεις	←··········→												←—————→											
Έκθεση Προόδου													■											
Τελική Έκθεση													■											

Η πρώτη συλλογή και οργάνωση του υφιστάμενου υλικού παρατήρησης ολοκληρώθηκε στο τέλος του πρώτου έτους του έργου, σύμφωνα με το χρονοδιάγραμμα. Παράλληλα, νέα δεδομένα τα οποία προέκυψαν στη συνέχεια, καθώς και σε όλη τη διάρκεια εκπόνησης του έργου ενσωματώθηκαν στις βάσεις δεδομένων. Τέλος, ενσωματώθηκαν και νεοτεκτονικά στοιχεία τα οποία προέκυψαν σε αυτό αλλά και σε παράλληλο πρόγραμμα του ΟΑΣΠ (*ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ ΤΩΝ ΚΥΡΙΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ/ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ*, Υπεύθυνος Δ. Μουντράκης) λόγω της έλλειψης γεωδαιτικών στοιχείων στην ευρύτερη περιοχή μελέτης αλλά και της αδυναμίας συλλογής νέων γεωδαιτικών στοιχείων λόγω της περικοπής (κατά περίπου 70%) του αρχικού προϋπολογισμού του έργου. Η συλλογή και χρήση των στοιχείων αυτών οδήγησε στην χρονική παράταση του έργου.

Τα τελικά αποτελέσματα του έργου, όπως αυτά διαμορφώθηκαν από τα παραπάνω στάδια, τόσο για τα γεωδαιτικά, όσο και για τα σεισμολογικά δεδομένα περιγράφονται αναλυτικά στη συνέχεια.

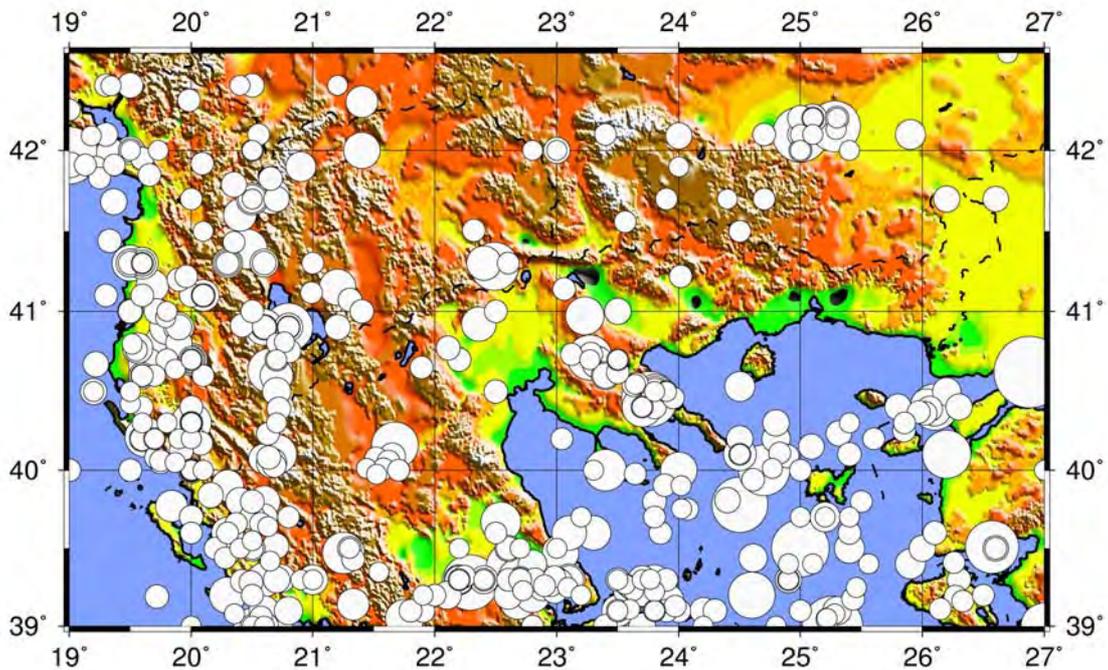
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ευρύτερη περιοχή Θεσσαλονίκης παρουσιάζει σημαντικό αριθμό σεισμικών ζωνών με τις οποίες γειτνιάζει και οι οποίες εμφανίζουν υψηλή σεισμικότητα κατά μήκος των διαφόρων ζωνών διάρρηξης (Σερβομακεδονική ζώνη, τάφρος Βορείου Αιγαίου, κλπ.). Τόσο οι περιοχές αυτές, όσο και γενικότερα ο Βόρειος Ελληνικός χώρος αν και βρίσκεται σε σημαντική απόσταση από την ενεργό κατάδυση στο Νότιο Αιγαίο, παρουσιάζει σε μεγάλη απόσταση έντονο εφελκυσμό και σχετική σεισμικότητα, με τη γένεση σημαντικών σεισμών, πολλές φορές με καταστρεπτικές συνέπειες.

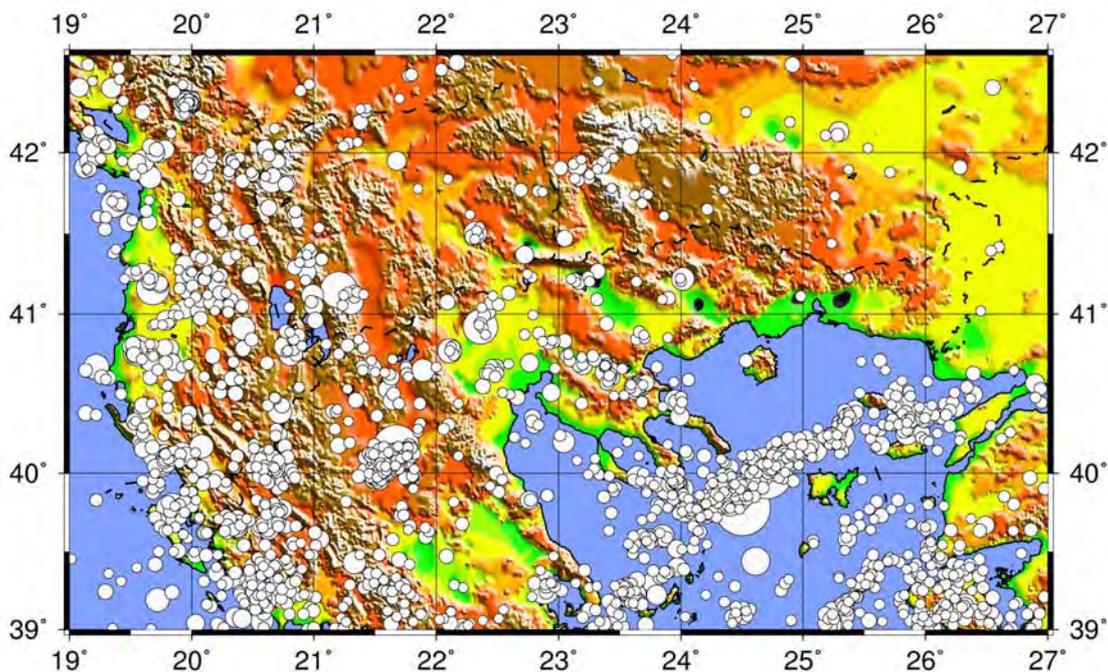
Μία συνοπτική εικόνα της σεισμικότητας του ευρύτερου Βόρειου Ελληνικού χώρου παρουσιάζεται στα σχήματα (1) και (2) όπου παρουσιάζονται, αντίστοιχα, οι γνωστοί σεισμοί με μέγεθος $M \geq 5.0$ από το 1911 (οπότε έχουμε την εγκατάσταση και λειτουργία του πρώτου σειсмоγράφου στον Ελληνικό χώρο) μέχρι το 2001, καθώς η κατανομή της σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 1982-2001 με μεγέθη $M \geq 4.0$ (οπότε άρχισε η λειτουργία του τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και εξασφαλίστηκε η ακριβής καταγραφή των σεισμικών δονήσεων που προέρχονται από την ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Ελληνικού χώρου), αντίστοιχα.

Και στα δύο σχήματα είναι εμφανής η ύπαρξη μερικών σημαντικών ζωνών διάρρηξης (τάφρος Βορείου Αιγαίου, ζώνη Κρέσνας, Σερβομακεδονική ζώνη, κλπ.). Ειδικότερα για την περιοχή Θεσσαλονίκης είναι εμφανής η σημαντική συγκέντρωση σεισμικότητας κυρίως στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης (σχήμα 3), η οποία βρίσκεται πολύ κοντά στην πόλη της Θεσσαλονίκης και η οποία αποτελεί το κεντρικό αλλά και το πιο ενεργό τμήμα της Σερβομακεδονική ζώνης. Η Σερβομακεδονική ζώνη παρουσίασε σημαντική σεισμικότητα σε όλο τον 20^ο αιώνα, με τη γένεση σημαντικών σεισμών όπως ο σεισμός της Ασσήρου το 1902 ($M=6.6$), του 1903 στην Κρέσνα ($M=7.6$), του 1905 στο Άγιο Όρος ($M=7.4$), του 1931 στο Βαλάντοβο ($M=6.6$ και 6.1) και του 1932 στην Ιερισσό ($M=6.9$). Ο τελευταίος και πιο σημαντικός σεισμός (20 Ιουνίου 1978, $M=6.5$) συνέβηκε στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης και αποτέλεσε την αιτία για διεξαγωγή σημαντικού αριθμού σεισμολογικών και νεοτεκτονικών μελετών σχετικών με τη σεισμικότητα και την ενεργό τεκτονική της λεκάνης αυτής (Parazachos et al., 1979). Παράλληλα, μετά το σεισμό του 1978 ξεκίνησε ένα πρόγραμμα γεωδαιτικών μετρήσεων στην ευρύτερη περιοχή του σεισμικού ρήγματος το οποίο επαναλήφθηκε και αργότερα, αρχικά με συμβατικές

γεωδαιτικές τεχνικές και στη συνέχεια με τη χρήση GPS, με στόχο τη μελέτη της σεισμικής και ασεισμικής παραμόρφωσης στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης.

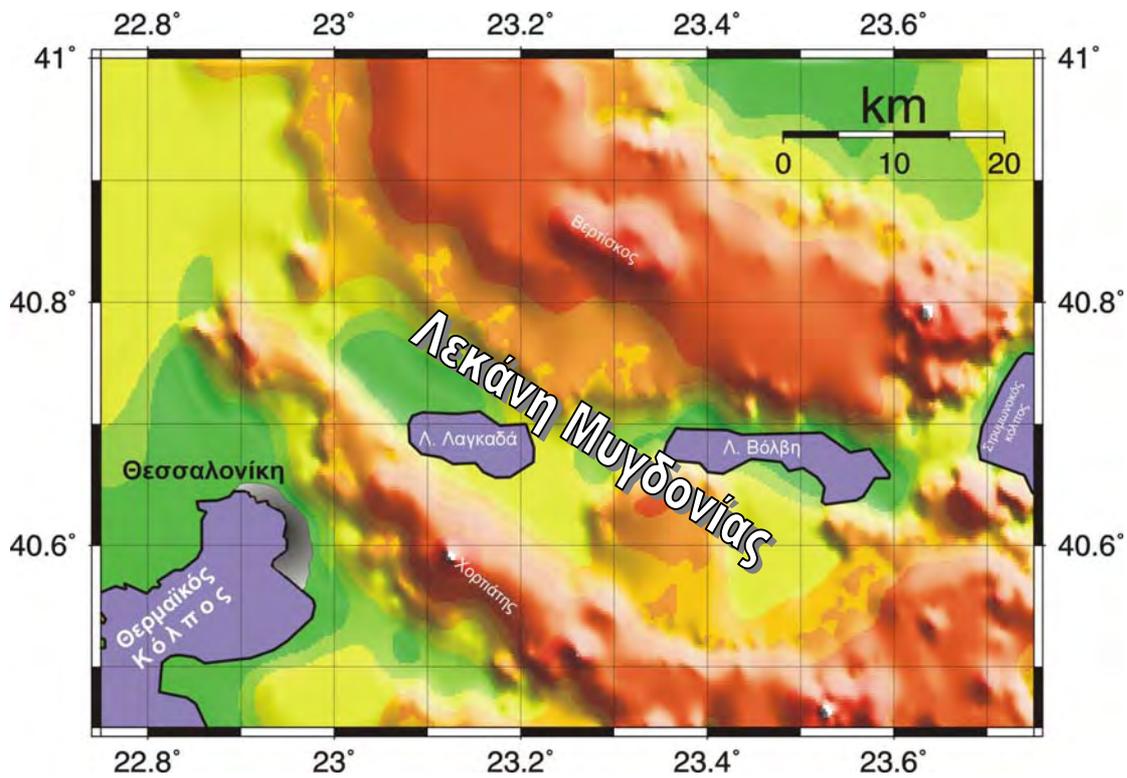


Σχήμα 1. Χάρτης των επικέντρων των σεισμών που σημειώθηκαν στον Βόρειο Ελληνικό χώρο για το χρονικό διάστημα 1911-2001 με μέγεθος $M \geq 5.0$.



Σχήμα 2. Χάρτης των επικέντρων των σεισμών που σημειώθηκαν στον Βόρειο Ελληνικό χώρο για το χρονικό διάστημα 1982-2001 με μέγεθος $M \geq 4.0$.

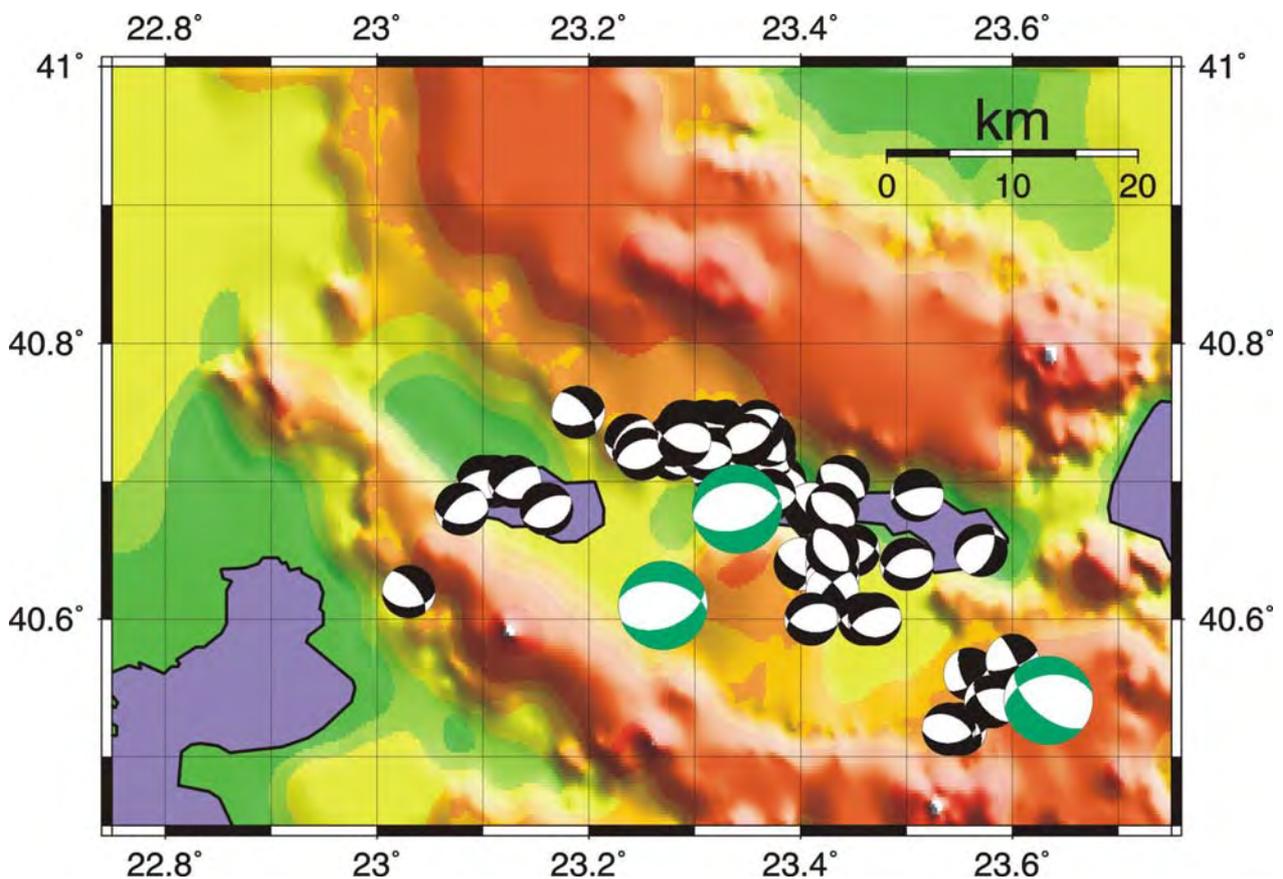
Η ύπαρξη σημαντικού αριθμού και ποικιλίας δεδομένων, αλλά και η έντονη σεισμικότητα της περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης σε μικρή απόσταση από την πόλη της Θεσσαλονίκης αλλά και των κυρίων περιοχών επέκτασής της (Πανόραμα-Πυλαία-Περαία-Ανθεμούντας) οδήγησε στην επικέντρωση του παρόντος ερευνητικού έργου στην περιοχή αυτή.



Σχήμα 3. Γεωμορφολογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας. Διακρίνονται τα κυριότερα μορφολογικά στοιχεία, καθώς και το πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης.

2. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Σε σχέση με τα σεισμολογικά δεδομένα, η συλλογή και αρχική επεξεργασία τους βασίστηκε στο πρώτο στάδιο (βλέπε και 1^η Έκθεση Προόδου) στα στοιχεία τα οποία ήταν ήδη διαθέσιμα για την περιοχή από προηγούμενες μελέτες και έρευνες. Τα στοιχεία αυτά αφορούσαν στο στάδιο αυτό όχι τόσο τα δεδομένα σεισμικότητας (τα οποία ενδεικτικά παρουσιάζονται στα σχήματα 1 και 2), όσο τους μηχανισμούς γένεσης μικροσεισμών αλλά και κύριων σεισμών στην περιοχή έρευνας, ώστε να καθοριστεί το πεδίο τάσεων στην περιοχή μελέτης, αλλά και οι πιθανές χωρικές του μεταβολές και να διερευνηθεί η συσχέτισή του με τα νεοτεκτονικά δεδομένα.



Σχήμα 4. Μηχανισμοί γένεσης μικρών σεισμών (μαύροι μηχανισμοί) που καταγράφηκαν στην περιοχή κατά το χρονικό διάστημα Μάρτιος-Απρίλιος 1984, Απρίλιος-Μάιος 1985 και Ιούλιος-Αύγουστος 2000 (Christodoulou 1986, Hatzfeld *et al.* 1987, Papazachos *et al.* 2000, 2001) και των 3 κύριων σεισμών του 1978 (M=6.5), 1978 (M=5.8) και 1995 (M=5.8) (πράσινοι μηχανισμοί).

Τα κύρια δεδομένα παρατήρησης που συλλέχθηκαν στην πρώτη φάση του έργου ήταν:

I) Δεδομένα σεισμών που καταγράφηκαν από τοπικό δίκτυο σειсмоγράφων το χρονικό διάστημα Μάρτιος – Απρίλιος 1984 και Απρίλιος – Μάιος 1985, στη λεκάνη της Μυγδονίας (Christodoulou, 1986, Hatzfeld *et al.*, 1987, Hatzidimitriou *et al.*, 1991).

II) Δεδομένα σεισμών που καταγράφηκαν από τοπικό δίκτυο σειсмоγράφων το χρονικό διάστημα Ιούλιος-Αύγουστος 1999, στην ευρύτερη περιοχή Θεσσαλονίκης-Ασβεστοχωρίου-Λαγκαδά (Parazachos *et al.*, 2000, 2001).

III) Μηχανισμούς γένεσης των 3 μεγάλων σεισμών ($M > 5.5$) που έλαβαν χώρα τα τελευταία χρόνια στην περιοχή και για τους οποίους ήταν διαθέσιμοι αξιόπιστοι μηχανισμοί γένεσης.

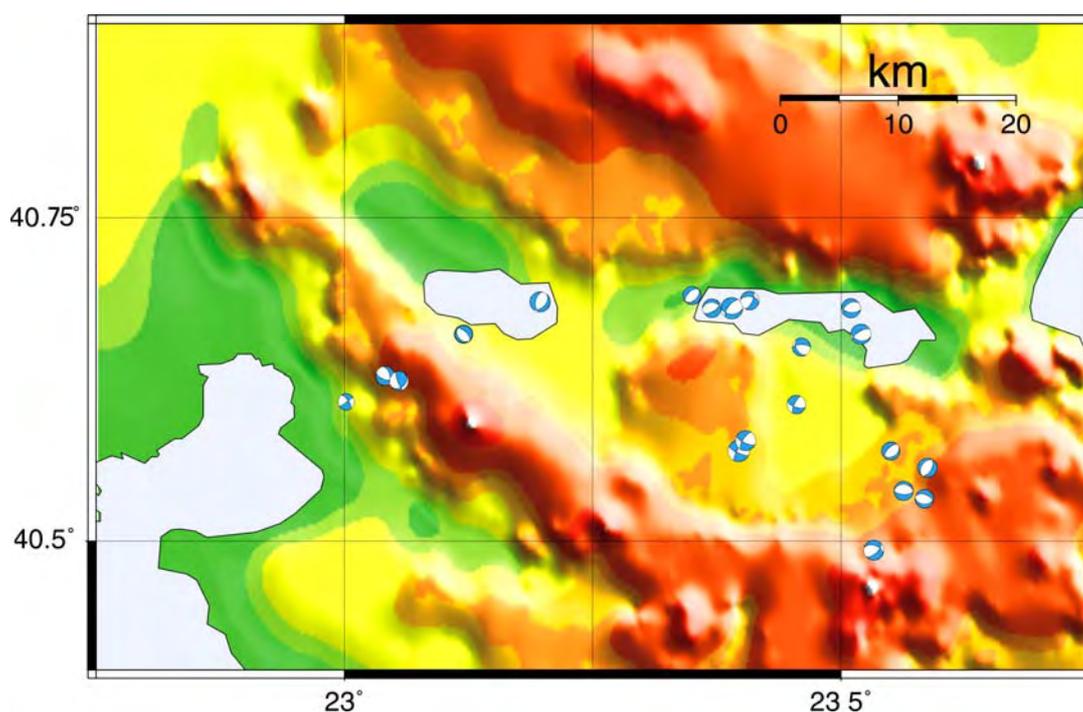
Οι μηχανισμοί γένεσης αυτών των δεδομένων φαίνονται στο σχήμα 4, όπου διαπιστώνεται αρχικά μία γενικά καλή συμφωνία των μηχανισμών των μικρών σεισμών με τους κύριους σεισμούς της περιοχής. Όμως, η συμφωνία αυτή αφορά τον περιορισμένο αριθμό κύριων σεισμών της περιοχής έρευνας και των μικροσεισμών οι οποίοι καταγράφηκαν στη διάρκεια πειραμάτων παρακολούθησης σεισμικότητας για μικρά χρονικά διαστήματα. Για το λόγο αυτό ήταν εμφανής η αναγκαιότητα συλλογής μηχανισμών γένεσης για σεισμούς ενδιαμέσου μεγέθους από μεγαλύτερο χρονικό διάστημα, ώστε να είναι δυνατή η εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων. Στα σχήματα 5, 6 και 7 παρουσιάζονται νέα δεδομένα (μηχανισμοί γένεσης σεισμών και αντίστοιχοι εφελκυστικοί άξονες) τα οποία συλλέχθηκαν για την περιοχή μελέτης και τα οποία προέρχονται από δύο πηγές:

A) Σεισμολογικά δεδομένα (σχήματα 5 και 6) τα οποία έχουν παραχθεί στα πλαίσια του παρόντος έργου για την περιοχή της Μυγδονίας αλλά και της ευρύτερης περιοχής στα πλαίσια άλλου ερευνητικού προγράμματος του ΟΑΣΠ («**ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ ΤΩΝ ΚΥΡΙΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ/ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ**») και τα οποία αφορούν μηχανισμούς γένεσης οι οποίοι προέρχονται από καταγραφές του σεισμολογικού δικτύου του Αριστοτελείου Παν/μίου Θεσ/νίκης. Η διαδικασία υπολογισμού των μηχανισμών γένεσης και η αντίστοιχη μεθοδολογία περιγράφονται αναλυτικά στην τελική επιστημονική έκθεση του έργου «**ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ ΤΩΝ ΚΥΡΙΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ/ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ**

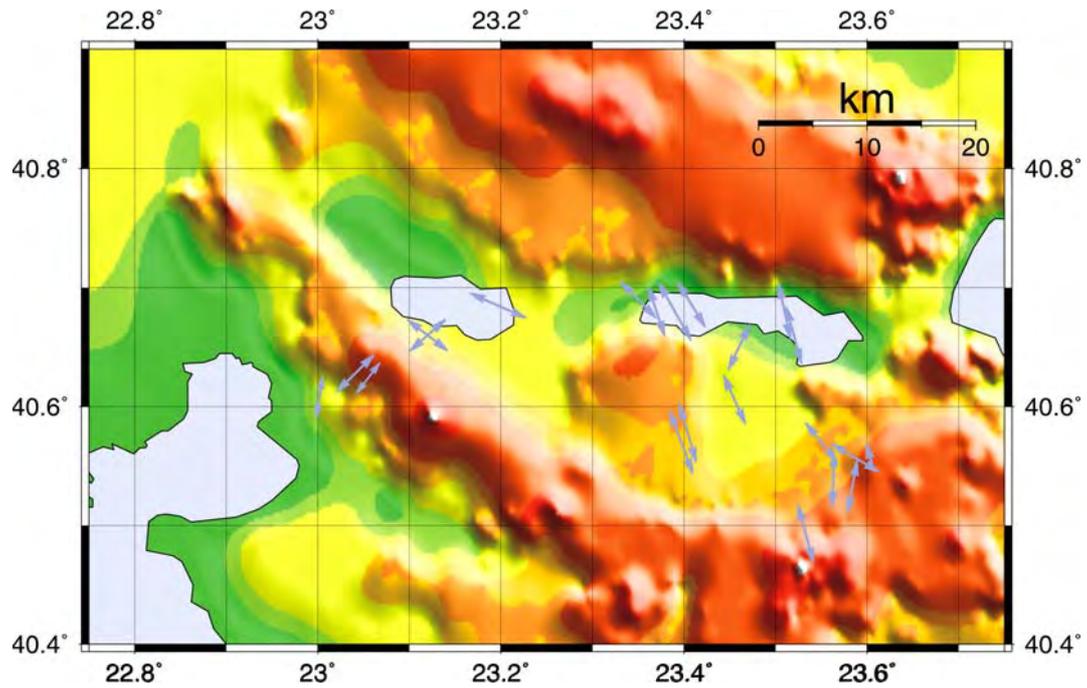
ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ» που έχει υποβληθεί στον ΟΑΣΠ.

Β) Για την πληρέστερη αξιοποίηση/αξιολόγηση των σεισμολογικών δεδομένων, αποφασίστηκε η συλλογή και αξιολόγηση και των υφιστάμενων νεοτεκτονικών δεδομένων για την περιοχή μελέτης και η σύγκρισή τους με τα αντίστοιχα σεισμολογικά. Κύρια πηγή των δεδομένων αυτών αποτελεί ο νεοτεκτονικός χάρτης της Ελλάδας και συγκεκριμένα τα φύλλα «Λαγκαδάς» και «Θεσσαλονίκη» σε κλίμακα 1:100.000 που εκπονήθηκε από ερευνητική ομάδα του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. με επιστημονικό υπεύθυνο τον Δ. Μουντράκη. Τα δεδομένα αυτά παρουσιάζονται συνοπτικά στο σχήμα 7.

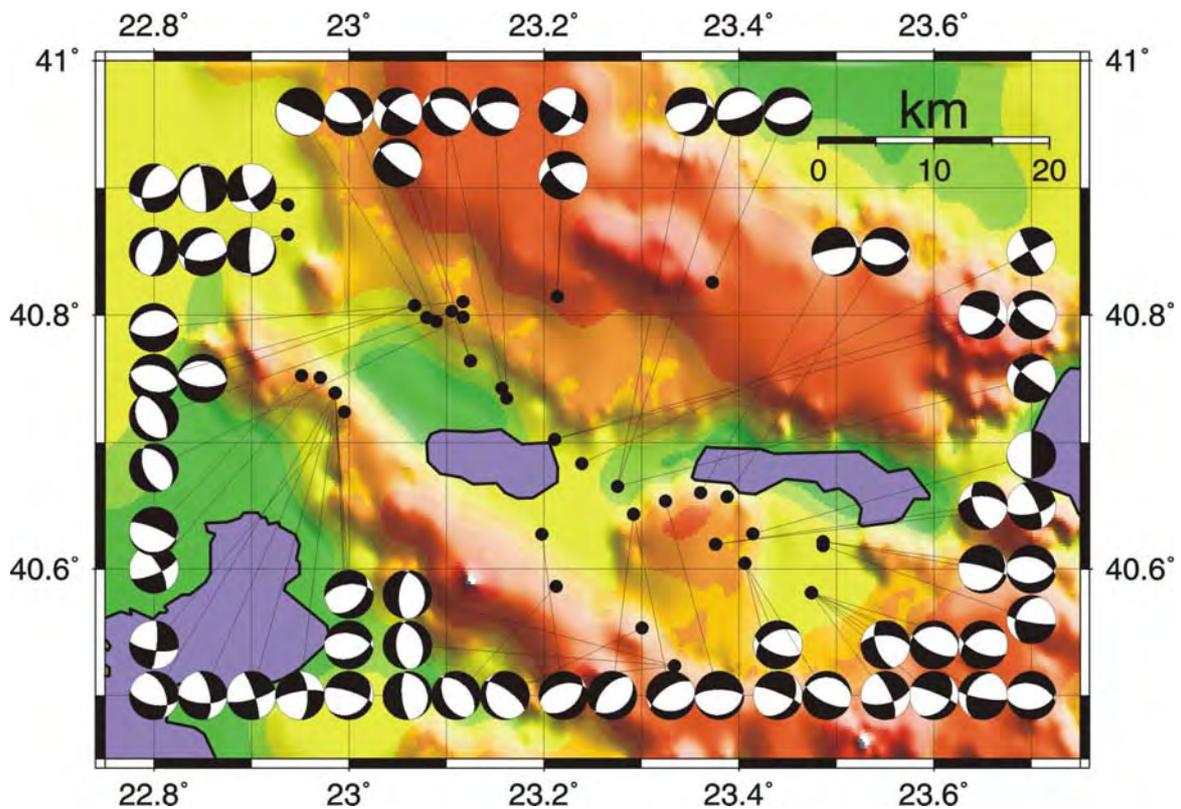
Τα νέα σεισμολογικά και υφιστάμενα/συλλεχθέντα νεοτεκτονικά δεδομένα βρίσκονται γενικά σε καλή συμφωνία συμφωνούν με τα προηγούμενα δεδομένα (σχήμα 4) τα οποία συλλέχθηκαν κατά την πρώτη φάση του έργου και επεξεργάστηκαν με τον τρόπο που παρουσιάζεται παρακάτω. Τα παραπάνω δεδομένα ενσωματώθηκαν στη βάση δεδομένων και χρησιμοποιήθηκαν στο τελικό μοντέλο και τις σχετικές συγκρίσεις.



Σχήμα 5. Απεικόνιση των πρόσθετων μηχανισμών γένεσης σεισμών οι οποίοι έχουν υπολογιστεί στα πλαίσια του παρόντος έργου (και παράλληλου έργου του ΟΑΣΠ) τα οποία ενσωματώθηκαν στην επεξεργασία και συναξιολόγηση με τα άλλα σεισμολογικά (σχήμα 4) και γεωδαιτικά δεδομένα.



Σχήμα 6. Άξονες T (άξονας εφελκυσμού) που αντιστοιχούν στους μηχανισμούς γένεσης σεισμών του σχήματος 5.



Σχήμα 7. Μηχανισμοί γένεσης που προκύπτουν από τη μελέτη και την ανάλυση της γεωμετρίας και της κινηματικής των νεοτεκτονικών ρηγμάτων της περιοχής. Με μαύρο κύκλο σημειώνεται η θέση στην οποία αντιστοιχεί η κάθε μέτρηση.

3. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΩΝ

Για την επεξεργασία των σεισμολογικών δεδομένων που ενσωματώθηκαν στη βάση των δεδομένων ακολουθήθηκε η πορεία η οποία περιγράφεται στην πρόταση του έργου (στάδιο β). Ως βασική μεθοδολογία για τον υπολογισμό της παραμόρφωσης και του μέσου πεδίου τάσεων χρησιμοποιήθηκε η μεθοδολογία των Papazachos and Kiratzi (1992), η οποία τροποποιεί τη μεθοδολογία των Kostrov (1974) και των Jackson and McKenzie (1988). Συνοπτικά, η προσέγγιση αυτή προτάθηκε από τους Papazachos and Kiratzi (1992), ώστε να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα που παρατηρήθηκε στον υπολογισμό της παραμόρφωσης και το οποίο έγκειται στο ότι συνήθως ο αριθμός των σεισμών με γνωστές αναλύσεις μηχανισμών γένεσης είναι μικρός για κάθε ζώνη, με αποτέλεσμα τα δεδομένα για τον υπολογισμό της παραμόρφωσης είναι πολύ περιορισμένα. Η αδυναμία αυτή ξεπερνιέται σε δύο βήματα:

- Ομαδοποιούνται οι ζώνες (περιοχές) με παρόμοια τεκτονικά χαρακτηριστικά σε μία ευρύτερη ζώνη και υπολογίζεται ο αντιπροσωπευτικός τανυστής μηχανισμού γένεσης \bar{F} για κάθε ζώνη από τη σχέση:

$$\bar{F} = \frac{\dot{M}}{\dot{M}_0} = \frac{\sum_{n=1}^N M^n / t}{\sum_{n=1}^N M_0^n / t} = \frac{\sum_{n=1}^N M_0^n \cdot F^n}{\sum_{n=1}^N M_0^n} \quad (1)$$

Σε αυτή την περίπτωση N είναι ο συνολικός αριθμός των σεισμών σε κάθε ζώνη, για τους οποίους έχουμε ακριβείς αναλύσεις και υπολογισμούς των επιπέδων των ρηγμάτων (μηχανισμούς γένεσης) και τα στοιχεία παρουσιάζουν πληρότητα, \dot{M}_0 ο ρυθμός έκλυσης σεισμικής ροπής, M_0^n και M^n η βαθμωτή σεισμική ροπή και ο τανυστής σεισμικής ροπής του n -οστού σεισμού και t ο χρόνος που τα δεδομένα είναι διαθέσιμα. Με τον τρόπο αυτό αυξάνεται ο αριθμός των δεδομένων που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση του \bar{F} για κάθε ζώνη, κάνοντας την εκτίμηση αυτή πιο αξιόπιστη.

- Ο υπολογισμός του ετήσιου ρυθμού έκλυσης σεισμικής ροπής, \dot{M}_0 , στην εξίσωση (1) δεν υπολογίζεται από τους λίγους σεισμούς με γνωστούς μηχανισμούς γένεσης για κάθε ζώνη και σε μικρή χρονική περίοδο. Αντίθετα εκμεταλλευόμαστε όλα τα δεδομένα των σεισμών (ιστορικά και ενόργανα) που σχετίζονται με τη ζώνη την

οποία μελετάμε σε ένα πολύ μεγαλύτερο διάστημα χρόνου. Σε πρώτο στάδιο πραγματοποιείται ο υπολογισμός των παραμέτρων a και b από τη σχέση Gutenberg-Richter και στη συνέχεια καθορίζουμε το \dot{M}_0 από τη σχέση του Molnar (1979):

$$\dot{M}_0 = \frac{A}{1 - B} \cdot M_{0,max}^{1-B} \quad (2)$$

όπου $M_{0,max}$, η σεισμική ροπή για το μέγιστο σεισμικό γεγονός σε κάθε περιοχή ενώ οι σταθερές A και B υπολογίζονται από τη σχέση

$$A = 10^{(a + \frac{b \cdot d}{c})} \quad B = \frac{b}{c} \quad (3)$$

όπου a και b οι σταθερές από τη σχέση Gutenberg-Richter,

$$\log N = a - bM$$

ενώ τα c και d υπολογίζονται από τη σχέση:

$$\log M_0 = cM + d$$

Έτσι, τα στοιχεία των τανυστών παραμόρφωσης και ταχύτητας υπολογίζεται από τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu V} \dot{M}_0 \cdot \bar{F}_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (4)$$

$$U_{ii} = \frac{1}{2\mu l_k l_j} \dot{M}_0 \cdot \bar{F}_{ii} \quad i \neq k, k \neq j, j \neq i, i = 1, 2, 3$$

$$U_{12} = \frac{1}{\mu l_1 l_2} \dot{M}_0 \cdot \bar{F}_{12} \quad (5)$$

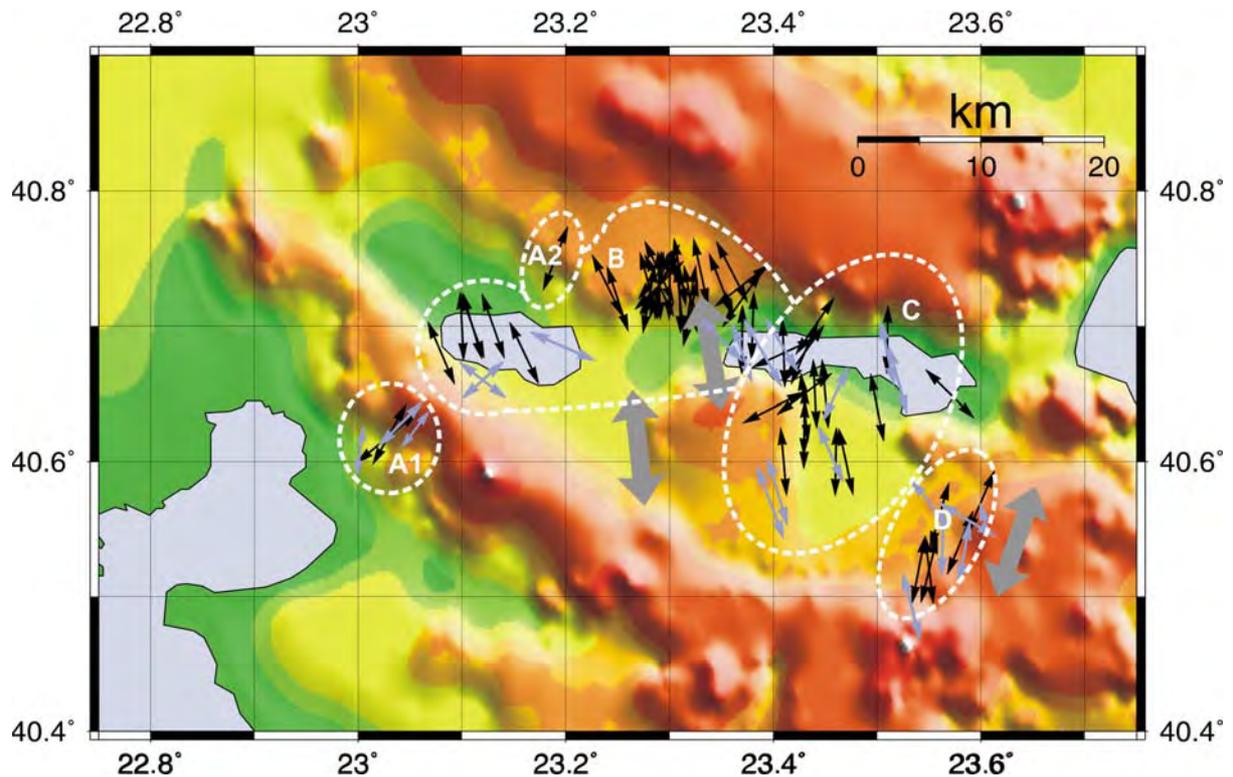
$$U_{i3} = \frac{1}{\mu l_1 l_3} \dot{M}_0 \cdot \bar{F}_{i3} \quad i = 1, 2$$

Χρησιμοποιώντας τις σχέσεις αυτές μπορούμε να υπολογίσουμε τον τανυστή του ρυθμού παραμόρφωσης $\dot{\epsilon}$ και τον τανυστή της ταχύτητας U , που μας οδηγούν στα τελικά συμπεράσματα για τις συνθήκες παραμόρφωσης στην περιοχή του ενδιαφέροντος μας.

Στα σχήματα 8 και 9 παρουσιάζεται ο χωρισμός ο οποίος έγινε με βάση την κατανομή των αξόνων εφελκυσμού (άξονες T) τόσο για τα σεισμολογικά, όσο και για τα νεοτεκτονικά δεδομένα. Για το διαχωρισμό που παρουσιάζεται στα σχήματα αυτά χρησιμοποιήθηκε ο σύνολο των δεδομένων τα οποία προέκυψαν από τα δύο στάδια συλλογής τους. Γενικά η μελέτη της χωρικής κατανομής των τάσεων εφελκυσμού (άξονες T) τόσο για τα σεισμολογικά όσο και τα νεοτεκτονικά στοιχεία οδήγησε στον καθορισμό των ακόλουθων περιοχών:

- Την περιοχή A η οποία οριοθετείται στις παρυφές της υπολεκάνης Λαγκαδά και η οποία χωρίζεται σε δύο υποπεριοχές, την A1 στην περιοχή του Ασβεστοχωρίου και την περιοχή A2 βόρειο-βορειοανατολικά της λίμνης Λαγκαδά, με γενική διεύθυνση των εφελκυστικών τάσεων BA-NΔ.
- Την περιοχή B εντοπίζεται στο χώρο της λίμνης Λαγκαδά και επεκτείνεται Ανατολικά-βορειοανατολικά ως τις όχθες της λίμνης Βόλβης, με γενική διεύθυνση τάσεων ΒΔ-ΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ.
- Την περιοχή C εντοπίζεται στο χώρο της λίμνης Βόλβης και νότια αυτής, με γενική διεύθυνση τάσεων Β-Ν μέχρι ΒΑ-ΝΔ και τέλος
- Την περιοχή D νοτιοανατολικά της λίμνης Βόλβης, στην περιοχή της Αρναίας όπου οι τάσεις έχουν γενική διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ.

Ο διαχωρισμός της περιοχής έρευνας σε υποπεριοχές κρίθηκε αναγκαίος καθώς μια βασική προϋπόθεση για την εφαρμογή της μεθοδολογίας για τον προσδιορισμό της ταχύτητας παραμόρφωσης σύμφωνα με τους Parazachos and Kiratzi (1992) είναι η ομοιογένεια του πεδίου τάσεων ανά περιοχή μελέτης. Οι περιοχές λοιπόν που προέκυψαν από το διαχωρισμό των δεδομένων όπως περιγράφηκε προηγουμένως, δίνουν μια πρώτη εικόνα των περιοχών των οποίων αργότερα θα μελετήσουμε ξεχωριστά για τον υπολογισμό της ενεργού παραμόρφωσης. Έχοντας κάνει τον διαχωρισμό της χωρικής κατανομής του πεδίου τάσεων σε υποπεριοχές, υπολογίστηκε το μέσο πεδίο των τάσεων, δηλαδή η μέση εφελκυστική τάση ανά περιοχή, τόσο για τα σεισμολογικά δεδομένα, όσο και για τα νεοτεκτονικά δεδομένα παρατήρησης.



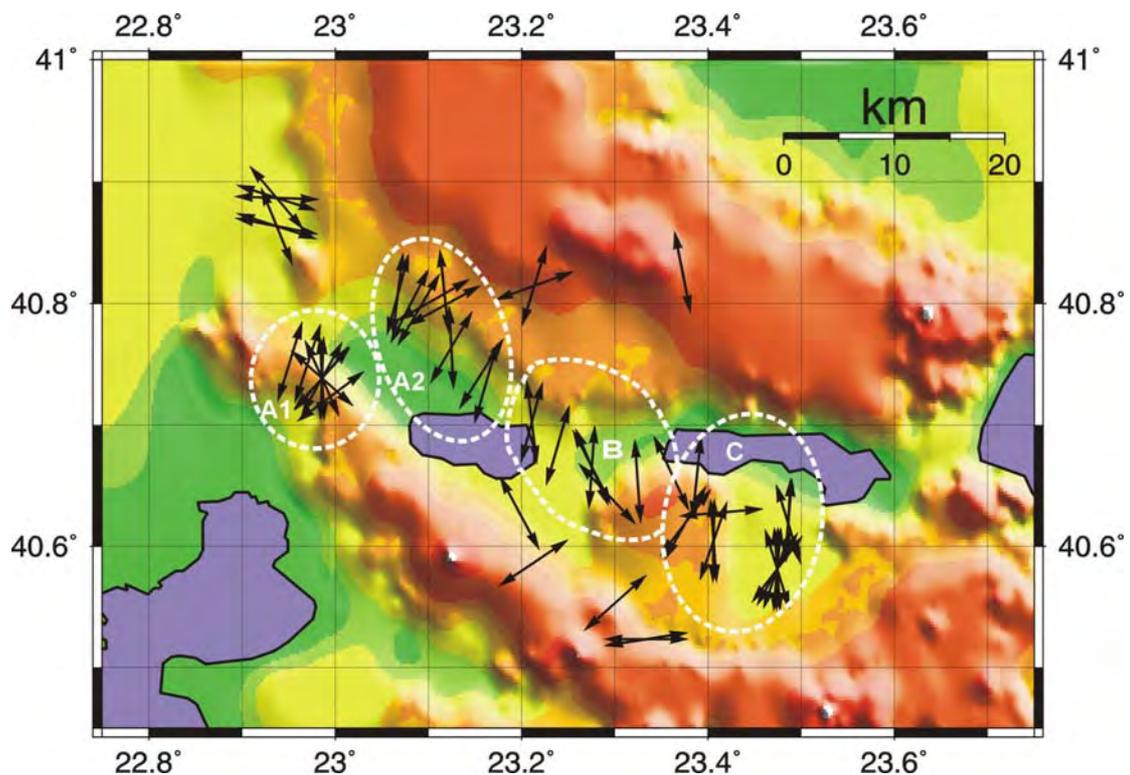
Σχήμα 8. Απεικόνιση του πεδίου των εφελκυστικών τάσεων (άξονες T) όπως προκύπτει από τους 63 σεισμούς που καθορίστηκαν από μικροσεισμικά δίκτυα (μαύρα βέλη) και τους 21 σεισμούς που καθορίστηκαν από την ανάλυση των δεδομένων του μόνιμου δικτύου σειсмоγράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του ΑΠΘ (μπλε βέλη). Η κατανομή των διευθύνσεων των τάσεων οδήγησε στο διαχωρισμό σε περιοχές με όμοια χαρακτηριστικά A1, A2, B, C, D (λευκές διακεκομμένες καμπύλες). Διακρίνονται επίσης και οι τάσεις των 3 κυρίων σεισμών με μέγεθος $M > 5.5$ για τους οποίους είναι διαθέσιμοι αξιόπιστοι μηχανισμοί γένεσης (γκρι βέλη).

Θα πρέπει να επισημανθεί ότι ο βασικός διαχωρισμός των περιοχών έγινε αρχικά μόνο με τη χρήση των δεδομένων των σχημάτων (4) και (7), όπως προτάθηκε από τους Parazachos et al. (2001) (βλέπε Παράρτημα I). Ο χωρισμός αυτός υιοθετήθηκε και μετά την πρόσθεση των 21 νέων μηχανισμών γένεσης που προσδιορίστηκαν από δεδομένα του σεισμολογικού σταθμού του Α.Π.Θ. (σχήμα 5), λόγω του μεγαλύτερου όγκου δεδομένων των σχημάτων (4) και (7), αλλά και για λόγους σύγκρισης και εντοπισμού πιθανών τροποποιήσεων από την εισαγωγή των νέων στοιχείων.

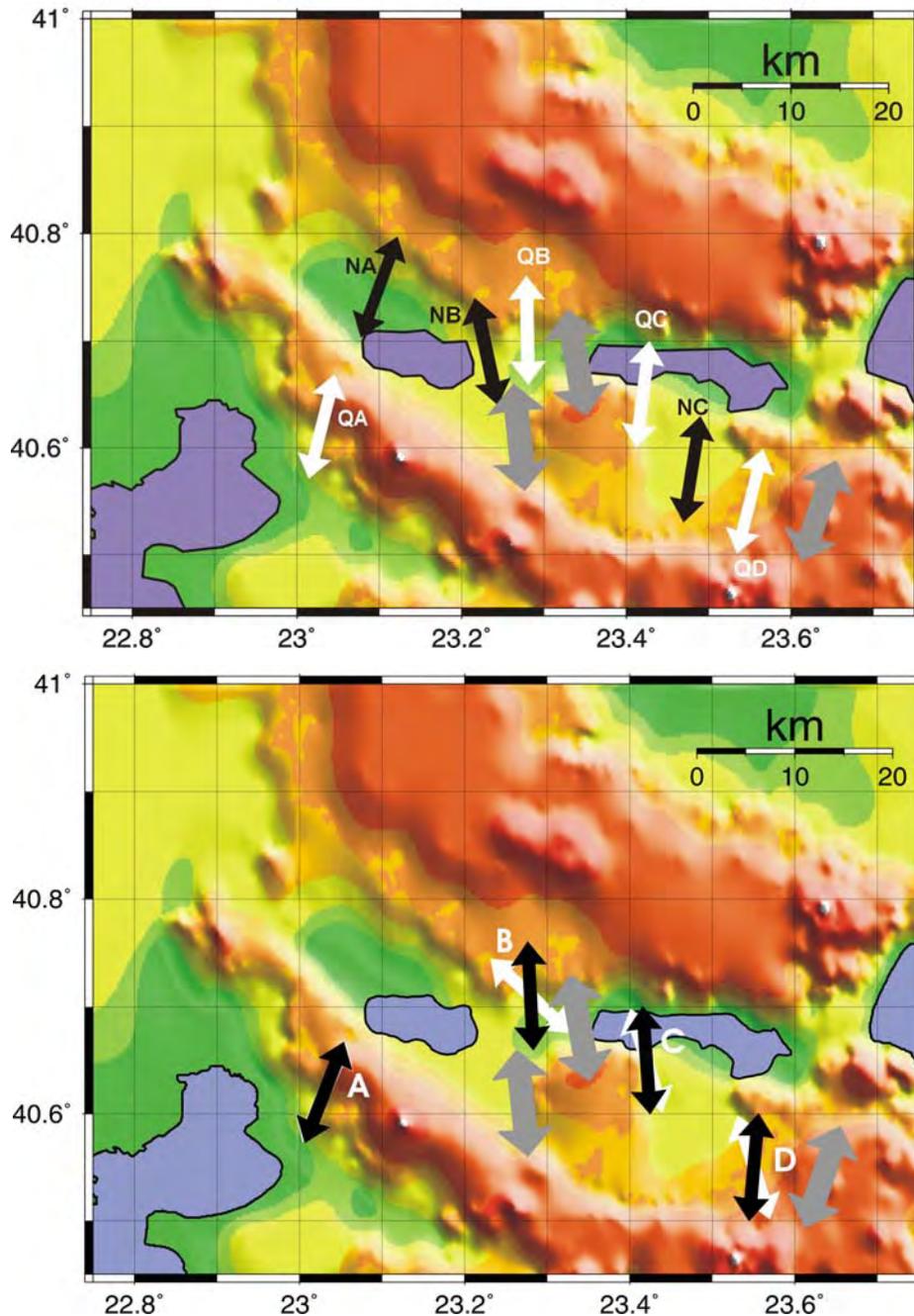
Τα αποτελέσματα που αφορούν το μέσο πεδίο τάσεων φαίνονται στο σχήμα 10(α και β). Στο σχήμα (10α) παρουσιάζονται τα αρχικά αποτελέσματα (Parazachos et al., 2001) από

την ανάλυση των αποτελεσμάτων των σχημάτων (4) και (7), ενώ στο σχήμα (10β) παρουσιάζεται η μεταβολή που επέφεραν οι 21 νέοι μηχανισμοί γένεσης που χρησιμοποιήθηκαν (σχήμα 5). Γενικά από το σχήμα (10α) φαίνεται η εξαιρετική συμφωνία των σεισμολογικών και των νεοτεκτονικών δεδομένων. Επιπλέον μπορούμε να εξάγουμε πολύ σημαντικά συμπεράσματα για τον τρόπο με τον οποίο εμφανίζονται τα διάφορα τμήματα της κάθε υποπεριοχής να «παραμορφώνονται».

Σε γενικές γραμμές, όλη η περιοχή της Μυγδονίας φαίνεται να επεκτείνεται σε μια μέση διεύθυνση Βορρά-Νότου, αν και ο κατά τόπους εφελκυσμός εμφανίζεται να έχει διαφορετικά χαρακτηριστικά. Στην περιοχή Α (βόρειο και νότιο όριο της λεκάνης της Μυγδονίας στην περιοχή της λίμνης Λαγκαδά) φαίνεται ότι κυριαρχεί ένας εφελκυσμός με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ (περίπου 15°). Στην περιοχή Β ο εφελκυσμός τείνει να αποκτήσει διεύθυνση καθαρά Β-Ν μέχρι ΒΒΔ-ΝΝΑ (περίπου 350°). Τέλος, στην περιοχή C η διεύθυνση του εφελκυσμού επανέρχεται σε θέση ΒΒΑ-ΝΝΔ ($\sim 10^\circ$), όπως στην περιοχή Α, ενώ ανάλογη είναι και αυτή στην περιοχή D, η οποία ουσιαστικά αποτελεί προέκταση της περιοχής C προς ΝΑ, στην ευρύτερη περιοχή του σεισμού της Αρναίας.



Σχήμα 9. Απεικόνιση του πεδίου των εφελκυστικών τάσεων (άξονες T), όπως προκύπτει από τα νεοτεκτονικά δεδομένα (μαύρα βέλη). Η μορφή και η διεύθυνση των τάσεων οδήγησε σε διαχωρισμό σε περιοχές με όμοια χαρακτηριστικά A1, A2, B, C, (λευκές διακεκομμένες καμπύλες).



Σχήμα 10. (α-πάνω) Απεικόνιση των μέσων εφελκυστικών τάσεων ανά περιοχή, με λευκό χρώμα αυτά που προκύπτουν από σεισμολογικά δεδομένα μικρών σεισμών (σχήμα 4-QA, QB, QC, QD) και με μαύρο χρώμα αυτά που προκύπτουν από νεοτεκτονικά δεδομένα παρατήρησης (σχήμα 7-NA, NB, NC). (β-κάτω) Σύγκριση των μέσων εφελκυστικών τάσεων ανά περιοχή που προκύπτουν με τη χρήση των νέων σεισμολογικών δεδομένων (σχήμα 5-άσπρα βέλη), καθώς και όλων των δεδομένων (μαύρα βέλη). Στα σχήματα παρουσιάζονται με γκρι χρώμα και οι εφελκυστικές τάσεις που προέκυψαν από τους 3 κύριους σεισμούς με μέγεθος $M > 5.5$ για τους οποίους είναι διαθέσιμοι αξιόπιστοι μηχανισμοί γένεσης.

Ο εφελκυσμός ο οποίος φαίνεται ότι δέχεται η περιοχή με συγκεκριμένη διεύθυνση κατά τόπους έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον αν συνδυαστεί με τη μορφολογία αλλά και τη μορφή την οποία είχε το βύθισμα της Μυγδονίας στο παρελθόν. Και η σημερινή όμως μορφή της εξέλιξης του βυθίσματος που παρομοιάζεται με *S* φαίνεται να συνδέεται απόλυτα με τους κύριους άξονες τάσης του εφελκυσμού όπως περιγράφηκαν λίγο νωρίτερα.

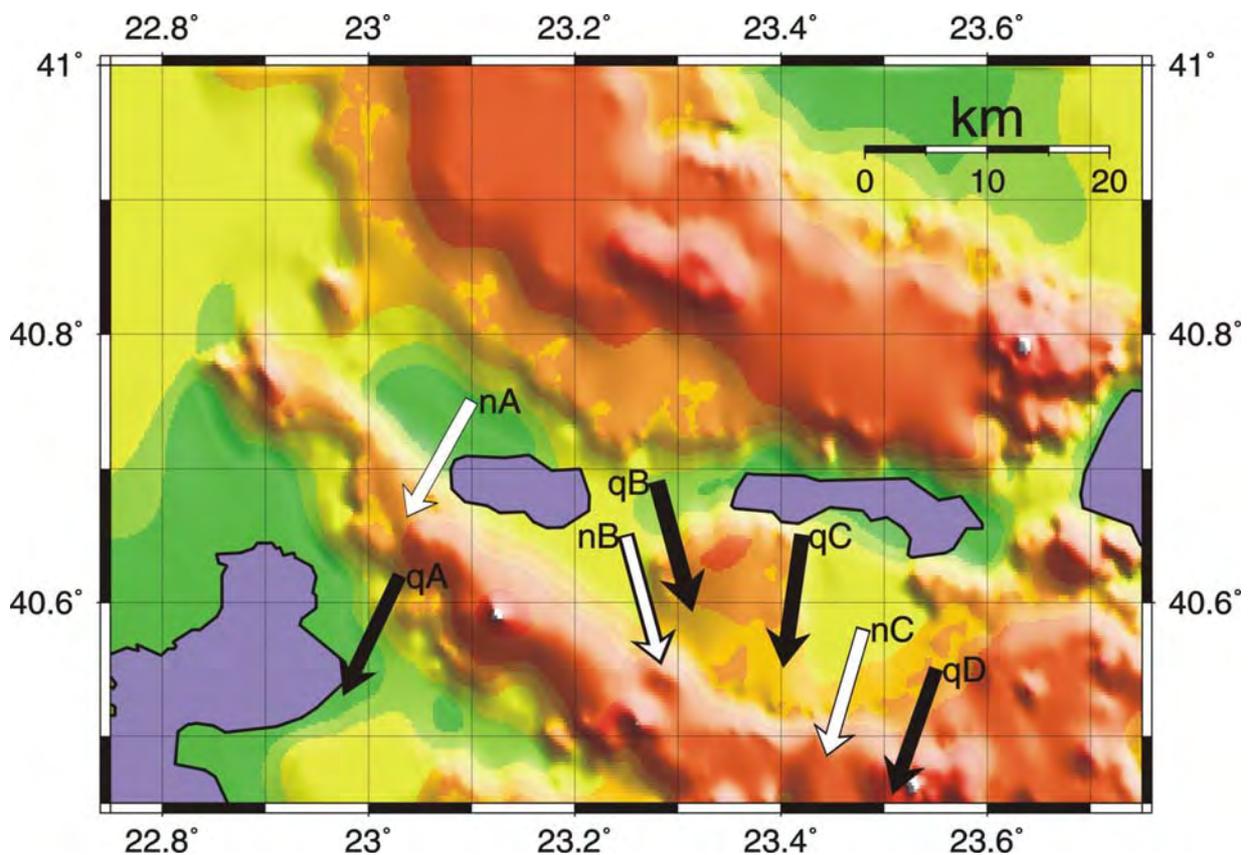
Το σχήμα (10β) δείχνει ότι τα νέα σεισμολογικά δεδομένα (άσπρα) βέλη δείχνουν συγκρίσιμα αποτελέσματα με τις αντίστοιχες τάσεις των μικρών σεισμών (άσπρα βέλη στο σχήμα 10α). Όμως, εκτός από την περιοχή A, γενικά φαίνεται μία «αριστερόστροφη» περιστροφή του εφελκυσμού που προσδιορίζεται με τη χρήση των πρόσθετων στοιχείων (σχήμα 5) σε σχέση με τα αποτελέσματα των μικρών σεισμών, με πιο σημαντική τη διαφοροποίηση για τη ζώνη B. Ο όγκος των στοιχείων δεν επιτρέπει μία συγκεκριμένη εξήγηση για το φαινόμενο αυτό, το οποίο πρέπει να θεωρηθεί μάλλον συμπτωματικό. Ειδικά για τη ζώνη B παρατηρείται έλλειψη μηχανισμών στο σχήμα (5) στο κέντρο της περιοχής μελέτης και, κατά συνέπεια, τα αποτελέσματα του σχήματος (10β) πρέπει να αντιμετωπιστούν με προσοχή για την περιοχή αυτή. Στο ίδιο σχήμα (10β) παρουσιάζονται και οι μέσες τάσεις εφελκυσμού από όλα τα σεισμολογικά στοιχεία τα οποία χρησιμοποιήθηκαν (σχήματα 4 και 5). Γενικά τα τελικά αποτελέσματα ελάχιστα διαφέρουν από αυτά του σχήματος (10α) (Parazachos et al., 2001), με διαφορά περίπου 0-5°, τόσο για τα οριζικά επίπεδα, όσο και για τους άξονες εφελκυσμού. Για το λόγο αυτό και με βάση τους περιορισμούς που περιγράφηκαν προηγουμένως, στην περαιτέρω ανάλυση θεωρήθηκαν ως τελικά τα αποτελέσματα του σχήματος (10α).

Αντίστοιχα συμπεράσματα με όσα ειπώθηκαν για τις εφελκυστικές τάσεις μπορούν να λεχθούν και για τα διανύσματα ολίσθησης (σχήμα 11). Από τα σεισμολογικά, αλλά και από τα νεοτεκτονικά δεδομένα παρατήρησης μπορούμε να προσδιορίσουμε τα αντίστοιχα διανύσματα ολίσθησης. Και σ' αυτή την περίπτωση μπορεί να γίνει ο διαχωρισμός στις ίδιες ομάδες που περιλαμβάνουν διανύσματα ολίσθησης με παρόμοια χαρακτηριστικά. Εάν λάβουμε υπόψη (για λόγους παρουσίασης) μόνο την κίνηση του νοτίου τεμάχους του κάθε ρήγματος και υπολογίσουμε το μέσο διάνυσμα ολίσθησης για κάθε περιοχή, τόσο για τα σεισμολογικά, όσο και για τα νεοτεκτονικά δεδομένα, προκύπτουν τα στοιχεία τα οποία παρουσιάζονται στο σχήμα 11. Και σε αυτό το σχήμα οι θέσεις πάνω στο χάρτη που εμφανίζονται τα διανύσματα ολίσθησης είναι αντιπροσωπευτικές για κάθε υποπεριοχή, όπως αυτές καθορίστηκαν προηγουμένως.

Η σύγκριση των μέσων διανυσμάτων που προκύπτουν από τα σεισμολογικά δεδομένα, με αυτά από τα νεοτεκτονικά δεδομένα για κάθε περιοχή, δίνει ανάλογα

αποτελέσματα με αυτά που είχαν εξαχθεί και από τη σύγκριση των εφελκυστικών τάσεων (αξόνων T). Η γενική διεύθυνση ολίσθησης για την περιοχή A είναι προς NNA (210°), για την περιοχή B προς NNA (165°), ενώ για τις περιοχές C και D η διεύθυνση ολίσθησης εμφανίζεται και πάλι προς NNA (195°).

Τα παραπάνω αποτελέσματα ολοκληρώνουν τους τρεις από τους τέσσερις στόχους του δεύτερου τμήματος του προτεινόμενου έργου (σύμφωνα με την πρόταση) το οποίο αφορά την επεξεργασία των σεισμολογικών στοιχείων. Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την ανάλυση των γεωδαιτικών στοιχείων και στο τελικό στάδιο επιχειρείται η συνδυαστική μελέτη και συσχετισμός των δύο ειδών δεδομένων.



Σχήμα 11. Απεικόνιση των μέσων διανυσμάτων ολίσθησης ανά υποπεριοχή μελέτης. Με μαύρο χρώμα παρουσιάζονται αυτά που προκύπτουν από σεισμολογικά δεδομένα (qA, qB, qC, qD), ενώ με λευκό χρώμα αυτά που προκύπτουν από νεοτεκτονικά δεδομένα παρατήρησης (nA, nB, nC).

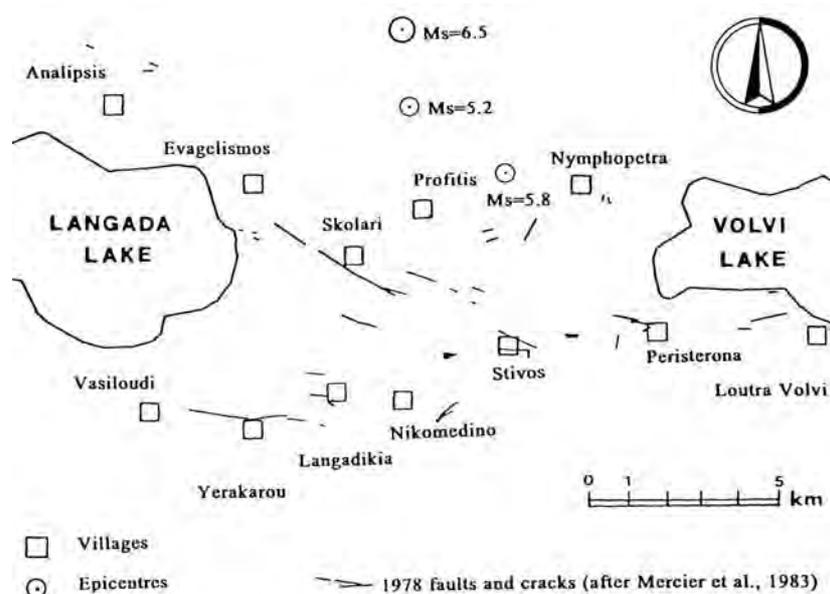
4. ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Ο τρόπος συλλογής και επεξεργασίας των γεωδαιτικών δεδομένων, καθώς και ο τρόπος υπολογισμού των παραμορφώσεων-τάσεων από τα βαρυτικά δεδομένα παρουσιάστηκε λεπτομερειακά στην πρώτη έκθεση προόδου. Στην παρούσα έκθεση παρουσιάζονται τα γεωδαιτικά δεδομένα και η σχετική μεθοδολογία επεξεργασία τους.

4.1. ΕΠΙΛΟΓΗ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

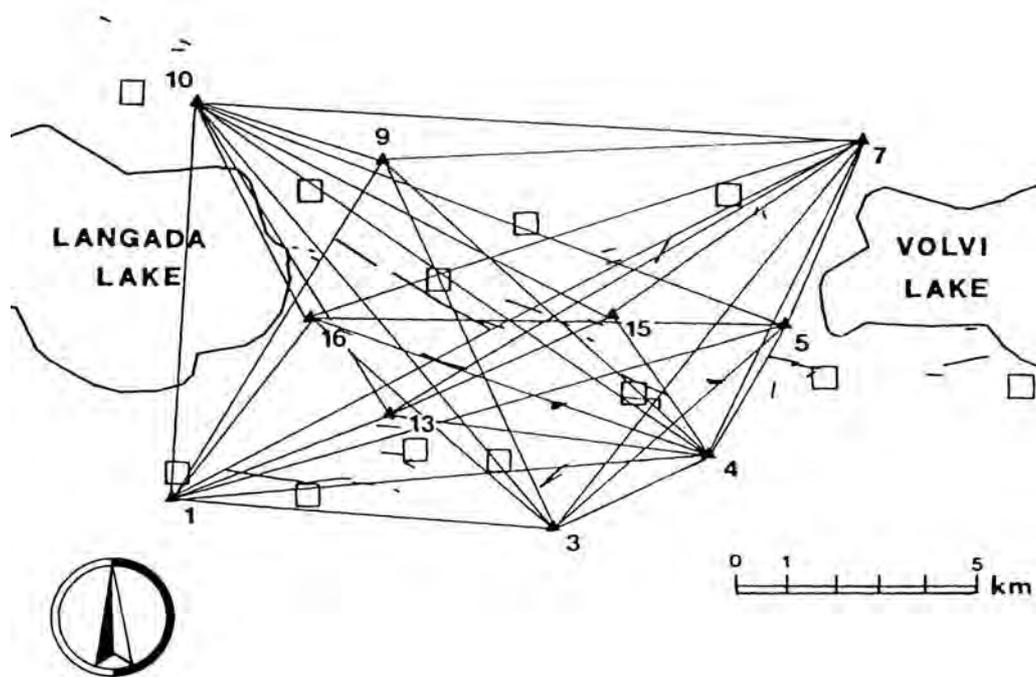
Για τον υπολογισμό των παραμορφώσεων στην ευρύτερη περιοχή Μυγδονίας, που αποτελεί το αντικείμενο του παρόντος ερευνητικού έργου, χρησιμοποιήθηκαν οι συντεταγμένες σημείων που προέκυψαν από επαναληπτικές μετρήσεις δικτύων ελέγχου που εγκαταστάθηκαν και μετρήθηκαν στην περιοχή.

Μετά το σεισμό του 1978 στην περιοχή της Μυγδονίας (σχήμα 12) εγκαταστάθηκε ένα τριγωνομετρικό δίκτυο ελέγχου (δίκτυο *Volvi1979*) αποτελούμενο από 16 σημεία από τον Καθηγητή κ. Δημήτριο Βλάχο του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών Π.Σ. Α.Π.Θ. το οποίο μετρήθηκε για πρώτη φορά το 1979 με τη βοήθεια επίγειων μεθόδων (διευθύνσεις και γωνίες). Στη συνέχεια και μέχρι το 1990 το δίκτυο αυτό επαναμετρήθηκε είτε ως δίκτυο διευθύνσεων και γωνιών είτε ως δίκτυο μηκών είτε ως μικτό δίκτυο (μετρήσεις γωνιών και μηκών) αρκετές φορές (έτη 1980, 1981, 1982, 1983, 1989, 1990). Οι μετρήσεις αυτές του δικτύου ελέγχου έγιναν στα πλαίσια εκπόνησης διπλωματικών εργασιών από φοιτητές του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών Π.Σ. Α.Π.Θ.



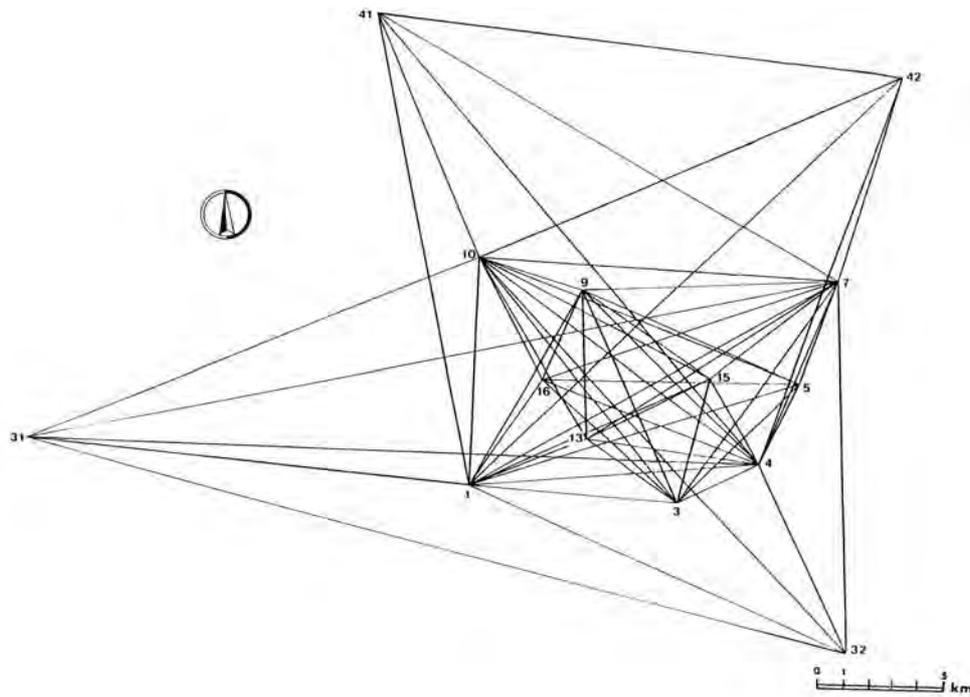
Σχήμα 12. Η περιοχή Μυγδονίας που καλύπτεται από γεωδαιτικά δίκτυα ελέγχου μικρομετακινήσεων

Το 1994 στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος «EURO-SEISTEST, Volvi-Thessaloniki, a European Test Site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Seismology» επαναμετρήθηκε στην περιοχή ένα δίκτυο ελέγχου (δίκτυο *Volvi1994*) που περιλάμβανε 10 από τα αρχικά 16 σημεία του δικτύου Βλάχου με τη βοήθεια του δορυφορικού συστήματος εντοπισμού θέσης GPS (σχ. 13). Οι μετρήσεις έγιναν σε συνεργασία του Εργαστηρίου Γεωδαισίας Τμήματος Πολιτικών Μηχανικών Π.Σ. Α.Π.Θ., του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών Π.Σ. Α.Π.Θ. και του Laboratoire de Geophysique Interne et Tectonophysique, University Joseph Fourier, Grenoble. Το δίκτυο GPS *Volvi1994* (σχ. 14) αποτελούνταν συνολικά από 14 σημεία (τα 10 κοινά με το δίκτυο *Volvi1979*) και 4 νέα, ανά 2 ανατολικότερα και δυτικότερα της περιοχής του κεντρικού δικτύου μεταξύ των λιμνών Βόλβης και Αγίου Βασιλείου.



Σχήμα 13. Τα 10 σημεία του αρχικού δικτύου ελέγχου *Volvi1979* που επαναμετρήθηκαν με το δορυφορικό σύστημα GPS το 1994

Το 1997 στα πλαίσια του ίδιου Ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος «EURO-SEISTEST, επαναμετρήθηκε στην περιοχή ένα δίκτυο ελέγχου (δίκτυο *Volvi1997*) που περιλάμβανε τα 14 σημεία του δικτύου GPS *Volvi1994* και 6 νέα σημεία που επέκτειναν την περιοχή μελέτης ακόμη περισσότερο ανατολικά προς την πόλη της Θεσσαλονίκης και δυτικά προς τον Κόλπο Ορφανού (σχ. 14). Και το δίκτυο *Volvi1997* μετρήθηκε με τη βοήθεια του δορυφορικού συστήματος εντοπισμού θέσης GPS.

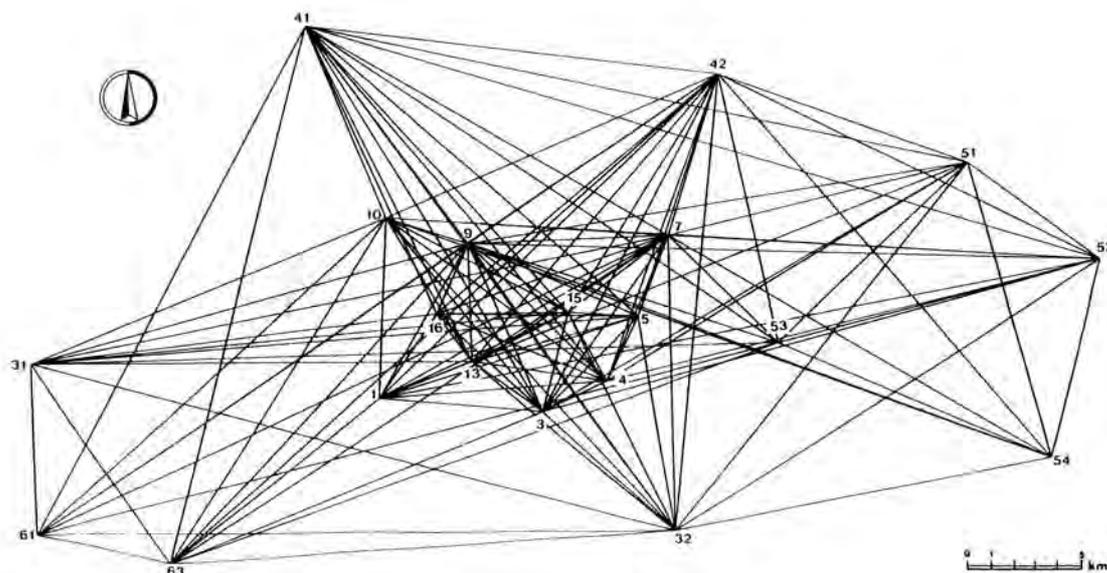


Σχήμα 14. Το γεωδαιτικό δίκτυο ελέγχου 14 σημείων Volvi1994 που μετρήθηκε με το δορυφορικό σύστημα GPS το 1994.

Από τα διαθέσιμα στοιχεία των μετρήσεων των παραπάνω δικτύων έγινε σε πρώτη φάση η επιλογή της αρχικής – μηδενικής μέτρησης, ως προς την οποία θα γίνονται στη συνέχεια οι συγκρίσεις των επόμενων περιόδων με σκοπό τον υπολογισμό μικρομετακινήσεων. Η μέτρηση που επιλέχθηκε ως μηδενική ήταν η πρώτη μέτρηση του δικτύου Βλάχου που είχε γίνει το 1979. Στην περίπτωση του παρόντος προγράμματος όμως επιλέχθηκαν τα 10 από τα 16 σημεία του αρχικού δικτύου (τα οποία είχαν επαναμετρηθεί με το σύστημα GPS το 1994 και το 1997), όπως φαίνονται στο σχ. 15. Για το δίκτυο αυτό αναζητήθηκαν και βρέθηκαν οι πρωτογενείς μετρήσεις με τη βοήθεια των οποίων έγινε συνόρθωση του δικτύου και προέκυψαν οι συντεταγμένες των 10 σημείων. Δεδομένου ότι τα σημεία αυτά επαναμετρήθηκαν το 1994 και το 1997, θα αποτελέσουν στη συνέχεια το βασικό υλικό για τους παραπέρα υπολογισμούς των παραμορφώσεων. Συνοπτικά λοιπόν έχουμε τις συγκρίσεις μεταξύ των οριζόντιων συντεταγμένων των 10 σημείων, όπως προέκυψαν, μετά τις κατάλληλες συνορθώσεις, από:

1. Τις επίγειες μετρήσεις γωνιών και διευθύνσεων του δικτύου Βλάχου το 1979.
2. Τις δορυφορικές μετρήσεις GPS που έγιναν το 1994 (οριζοντιογραφικό δίκτυο).
3. Τις δορυφορικές μετρήσεις GPS που έγιναν το 1997 (οριζοντιογραφικό δίκτυο).

Τα 10 σημεία καλύπτουν με ικανοποιητικό τρόπο την περιοχή μεταξύ των λιμνών, ενώ μεταξύ της πρώτης και της τελευταίας μέτρησης παρεμβάλλεται χρονικό διάστημα 17 ετών που είναι αρκετά μεγάλο, ώστε να διαμορφώνονται οι πιθανές παραμορφώσεις που γίνεται προσπάθεια να εντοπιστούν.



Σχήμα 15. Το γεωδαιτικό δίκτυο ελέγχου 20 σημείων Volvi1997 που μετρήθηκε με το δορυφορικό σύστημα GPS το 1997.

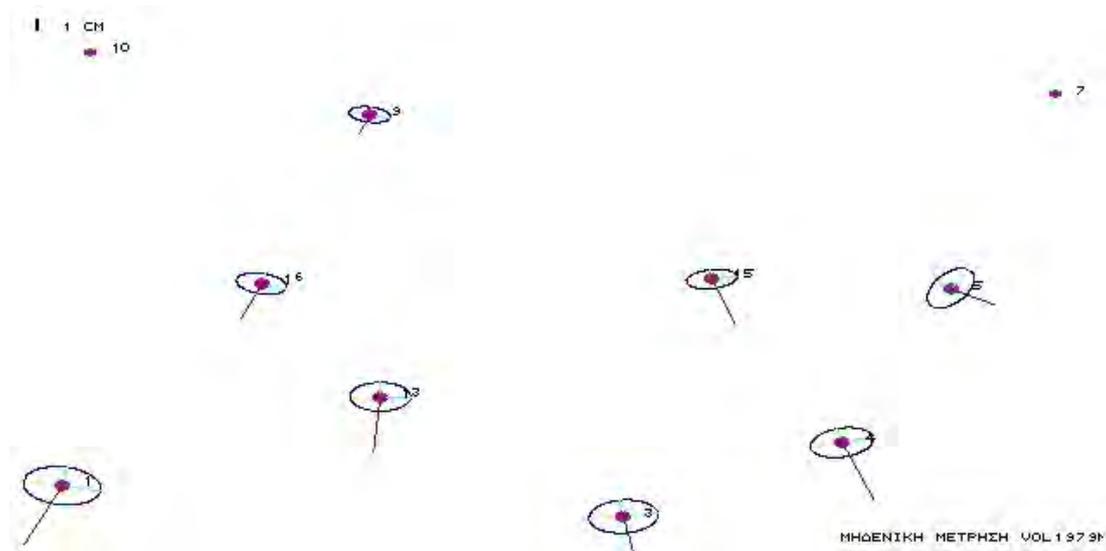
4.2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Με βάση τις πρωτογενείς μετρήσεις, για κάθε περίοδο μέτρησης (1979, 1994 και 1997) έγιναν αρχικά συνορθώσεις με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων στις οποίες κατά περίπτωση λαμβάνονταν ως σταθερά ορισμένα ζεύγη σημείων. Τα ζεύγη αυτά ήταν:

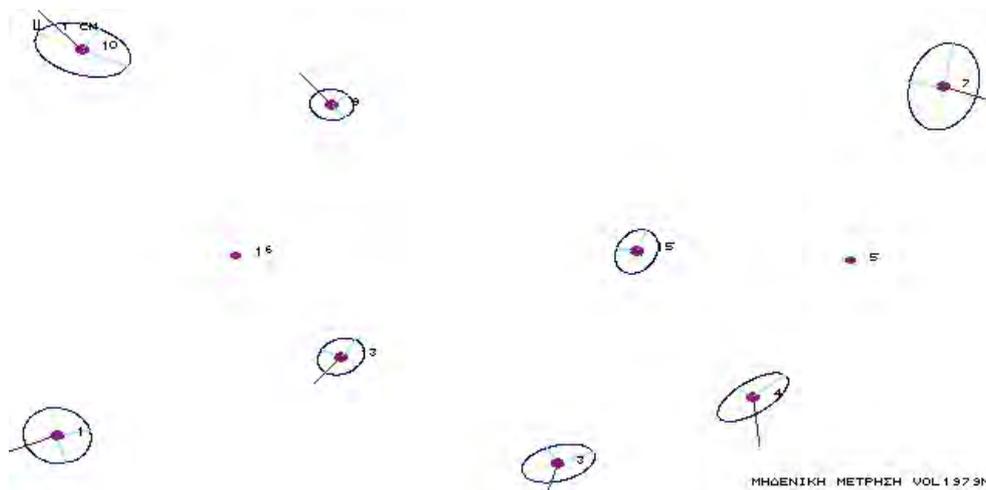
1. Στην πρώτη περίπτωση τα σημεία 10 και 7 προς Βορρά των λιμνών.
2. Στη δεύτερη περίπτωση τα σημεία 5 και 16 στην περιοχή μεταξύ των λιμνών.
3. Στην τρίτη περίπτωση τα σημεία 1 και 4 προς Νότο των λιμνών.

Και στις τρεις παραπάνω περιπτώσεις τα αποτελέσματα των συγκρίσεων συντεταγμένων σημείων μεταξύ περιόδων μπορούν να θεωρηθούν μόνο ως ενδεικτικά, δεδομένου του γεγονότος ότι κανένα σημείο δεν μπορεί να θεωρηθεί πραγματικά ως σταθερό. Με βάση τα παραπάνω, στα σχήματα 16, 17 και 18 φαίνονται οι φαινόμενες μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979-1994 με

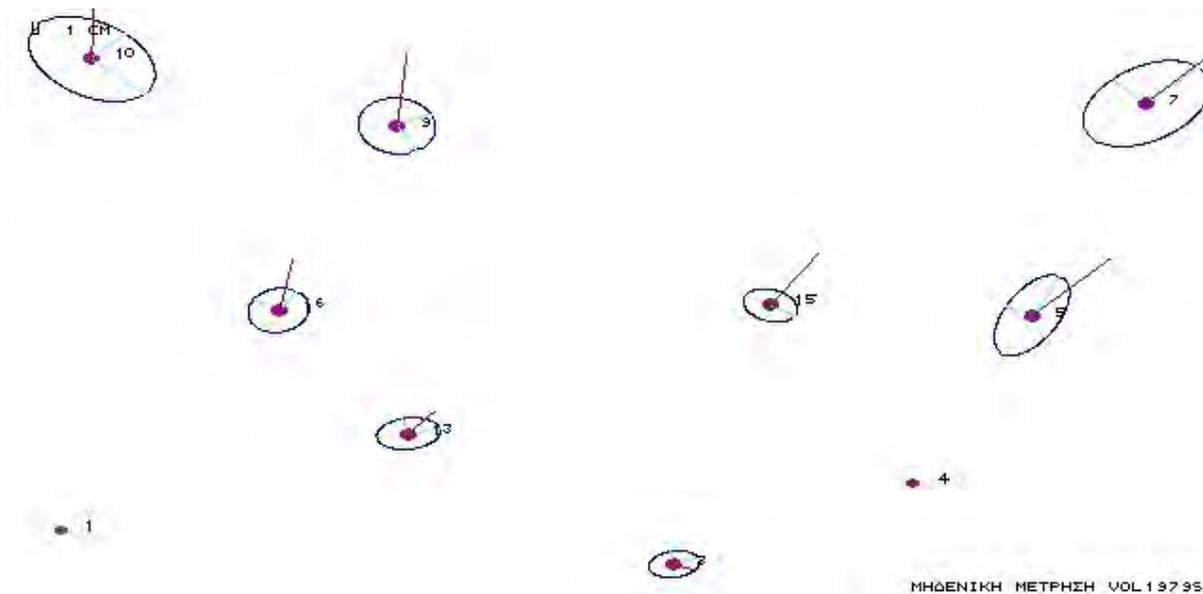
διαφορετικά ζεύγη σταθερών σημείων, ενώ στους πίνακες 1, 2 και 3 δίνονται οι αριθμητικές τιμές των συντεταγμένων και οι διαφορές τους.



Σχήμα 16. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994 (τα σημεία 10 και 7 θεωρούνται σταθερά)



Σχήμα 17. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994 (τα σημεία 5 και 16 θεωρούνται σταθερά)



Σχήμα 18. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994 (τα σημεία 1 και 4 θεωρούνται σταθερά)

Επίσης, στα σχήματα 19, 20 και 21 φαίνονται οι φαινόμενες μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979-1994 και 1994-1997 με διαφορετικά ζεύγη σταθερών σημείων.

Κορυ α/α	α-ψηή	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΡΧΕΙΩΝ 094-10N ΚΑΙ VOL1979N				Δx [cm]	Δy [cm]	Δs [cm]
		X2 [m]	Y2 [m]	X1 [m]	Y1 [m]			
1	1	18447.035	-13387.334	18447.201	-13386.965	-16.636	-36.915	40.490
2	16	21336.592	-9154.837	21336.680	-9154.616	-8.794	-22.083	23.770
3	3	26582.259	-14031.158	26582.195	-14030.772	6.406	-38.572	39.100
4	4	29746.222	-12482.641	29746.085	-12482.281	13.704	-36.028	38.546
5	5	31324.469	-9249.032	31324.276	-9248.927	19.326	-10.470	21.979
6	7	32843.458	-5184.886	32843.458	-5184.886	0.000	0.000	0.000
7	15	27857.868	-9060.663	27857.765	-9060.379	10.312	-28.427	30.240
8	9	22905.282	-5615.493	22905.325	-5615.371	-4.252	-12.223	12.941
9	10	18863.575	-4329.195	18863.575	-4329.195	0.000	0.000	0.000
10	13	23058.239	-11524.176	23058.267	-11523.837	-2.840	-33.866	33.985

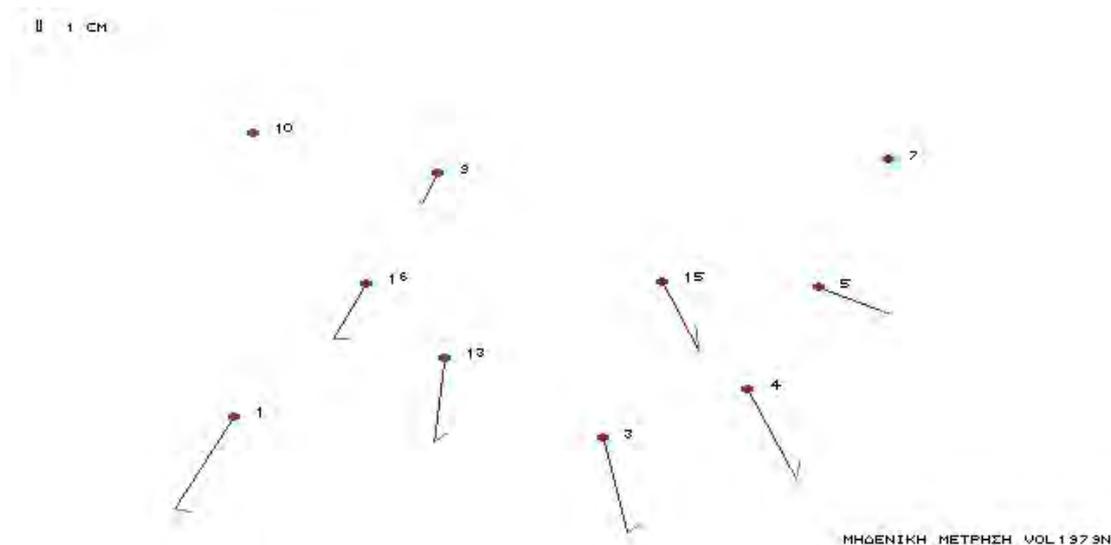
Πίνακας 1. Αριθμητικές τιμές μεταβολών συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994 (τα σημεία 10 και 7 θεωρούνται σταθερά)

Κορυ α/α	-ψη	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΡΧΕΙΩΝ 094-10M ΚΑΙ 00L1979M						
		X2 [m]	Y2 [m]	X1 [m]	Y1 [m]	Δx [cm]	Δy [cm]	Δs [cm]
1	1	18447.033	-13387.175	18447.237	-13387.075	-20.447	-10.020	22.770
2	16	21336.683	-9154.670	21336.683	-9154.670	-0.030	-0.030	0.042
3	3	26582.237	-14030.970	26582.281	-14030.792	-4.396	-17.775	18.311
4	4	29746.187	-12482.430	29746.171	-12482.257	1.567	-17.274	17.345
5	5	31324.334	-9248.868	31324.334	-9248.868	0.000	0.000	0.000
6	7	32843.592	-5184.836	32843.478	-5184.788	11.400	-4.775	12.359
7	15	27857.815	-9060.370	27857.802	-9060.358	1.274	-1.221	1.764
8	9	22905.220	-5615.280	22905.296	-5615.388	-7.588	10.751	13.159
9	10	18863.400	-4329.110	18863.510	-4329.251	-10.986	14.124	17.894
10	13	23058.240	-11523.979	23058.307	-11523.884	-6.675	-9.502	11.613

Πίνακας 2. Αριθμητικές τιμές μεταβολών συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994 (τα σημεία 5 και 16 θεωρούνται σταθερά).

Κορυ α/α	-ψη	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΡΧΕΙΩΝ 094-10S ΚΑΙ 00L1979S						
		X2 [m]	Y2 [m]	X1 [m]	Y1 [m]	Δx [cm]	Δy [cm]	Δs [cm]
1	1	18447.147	-13387.045	18447.147	-13387.045	0.000	0.000	0.000
2	16	21336.685	-9154.502	21336.656	-9154.648	2.899	14.644	14.928
3	3	26582.274	-14030.872	26582.230	-14030.857	4.388	-1.504	4.639
4	4	29746.155	-12482.348	29746.155	-12482.348	0.000	0.000	0.000
5	5	31324.519	-9248.797	31324.362	-9248.958	15.724	16.065	22.480
6	7	32843.687	-5184.733	32843.560	-5184.872	12.690	13.913	18.831
7	15	27857.909	-9060.257	27857.813	-9060.408	9.606	15.135	17.926
8	9	22905.336	-5615.153	22905.317	-5615.364	1.917	21.019	21.106
9	10	18863.523	-4328.937	18863.522	-4329.175	0.056	23.792	23.792
10	13	23058.316	-11523.829	23058.263	-11523.895	5.247	6.631	8.456

Πίνακας 3. Αριθμητικές τιμές μεταβολών συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994 (τα σημεία 1 και 4 θεωρούνται σταθερά)



Σχήμα 19. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979, 1994 και 1997 (τα σημεία 10 και 7 θεωρούνται σταθερά).



Σχήμα 20. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979, 1994 και 1997 (τα σημεία 5 και 16 θεωρούνται σταθερά)



Σχήμα 21. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979, 1994 και 1997 (τα σημεία 1 και 4 θεωρούνται σταθερά)

Από τη μελέτη των παραπάνω σχημάτων προκύπτουν ενδείξεις μικρομετακινήσεων στην υπό μελέτη περιοχή κατά την κατεύθυνση Βορρά – Νότου, ωστόσο οι αριθμητικές τιμές των μικρομετακινήσεων αυτών δεν είναι δυνατό να προκύψουν με αξιοπιστία. Για την παραπέρα διερεύνηση του προβλήματος ακολουθήθηκε μια διαφοροποιημένη προσέγγιση, κατά την οποία η συνόρθωση του δικτύου ελέγχου για κάθε περίοδο μέτρησης έγινε χωρίς να θεωρείται κανένα από τα σημεία ως σταθερό. Στη συνέχεια για τη δημιουργία ενός κοινού

συστήματος αναφοράς μετασχηματίστηκαν οι συντεταγμένες των σημείων των περιόδων 1994 και 1997 ως προς τις συντεταγμένες της περιόδου 1979 (με τη βοήθεια μετασχηματισμού ομοιότητας). Έτσι, προέκυψαν νέες τιμές συντεταγμένων των σημείων ελέγχου για κάθε περίοδο, οι οποίες δεν επηρεάζονται από (λαμβανόμενα ως) σταθερά σημεία. Οι τιμές αυτές αναφέρονται στους πίνακες 4, 5 και 6. Με τη σύγκριση των τιμών των συντεταγμένων αυτών μπορούν να προκύψουν οι μικρομετακινήσεις των σημείων μεταξύ των περιόδων μέτρησης.

Στο σχ. 22 φαίνονται οι μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994 (συνόρθωση ελεύθερων δικτύων - σύγκριση συντεταγμένων 1979 με τις μετασχηματισμένες συντεταγμένες 1994). Στο σχ. 23 φαίνονται οι αντίστοιχες μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1997 (συνόρθωση ελεύθερων δικτύων - σύγκριση συντεταγμένων 1979 με τις μετασχηματισμένες συντεταγμένες 1997) και στο σχ. 24 φαίνονται οι μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1994 και 1997 (συνόρθωση ελεύθερων δικτύων - σύγκριση μετασχηματισμένων συντεταγμένων 1994 με τις μετασχηματισμένες συντεταγμένες 1997). Επίσης, στον πίνακα 4 φαίνονται οι αριθμητικές τιμές μεταβολών συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1997 (συνόρθωση ελεύθερων δικτύων - σύγκριση συντεταγμένων 1979 με τις μετασχηματισμένες συντεταγμένες 1997).

1	18447.1823	-13387.0552
3	26582.2455	-14030.8297
4	29746.1544	-12482.3114
5	31324.3434	-9248.9238
7	32843.5197	-5184.8426
9	22905.3067	-5615.3764
10	18863.5179	-4329.2090
13	23058.2778	-11523.8904
15	27857.8034	-9060.3899
16	21336.6654	-9154.6577

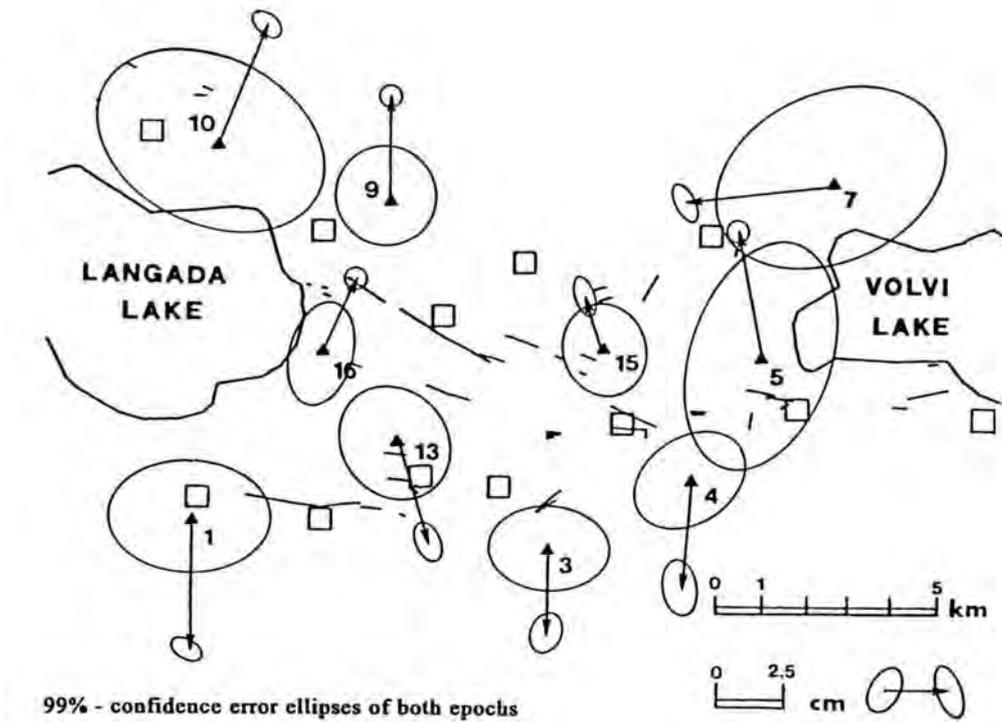
Πίνακας 4. Συντεταγμένες σημείων μηδενικής μέτρησης περιόδου 1979, όπως προέκυψαν από τη συνόρθωση του δικτύου ως ελεύθερο.

1	18447.1863	-13387.1005
3	26582.2458	-14030.8633
4	29746.1390	-12482.3511
5	31324.3494	-9248.8726
7	32843.4648	-5184.8691
9	22905.2958	-5615.3389
10	18863.5493	-4329.1640
13	23058.2996	-11523.9218
15	27857.7978	-9060.3663
16	21336.6888	-9154.6385

Πίνακας 5. Μετασχηματισμένες συντεταγμένες περιόδου 1994 ως προς τις συντεταγμένες περιόδου 1979.

1	18447.1764	-13387.1000
3	26582.2515	-14030.8733
4	29746.1374	-12482.3603
5	31324.3446	-9248.8640
7	32843.4558	-5184.8657
9	22905.3025	-5615.3407
10	18863.5477	-4329.1665
13	23058.3011	-11523.9124
15	27857.8039	-9060.3685
16	21336.6956	-9154.6347

Πίνακας 6. Μετασχηματισμένες συντεταγμένες περιόδου 1997 ως προς τις συντεταγμένες περιόδου 1979.



Σχήμα 22. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994 (συνόρθωση ελεύθερων δικτύων - σύγκριση συντεταγμένων 1979 με τις μετασχηματισμένες συντεταγμένες 1994). Φαίνονται οι ελλείψεις σφάλματος, όπως προέκυψαν από τις συννορθώσεις (Martinod et al., 1997).



Σχήμα 23. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1997 (συνόρθωση ελεύθερων δικτύων - σύγκριση συντεταγμένων 1979 με τις μετασχηματισμένες συντεταγμένες 1997).

Κορυ α/α -φή	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΡΧΕΙΩΝ 1979-97Α ΚΑΙ 1979Α							
	X2 [m]	Y2 [m]	X1 [m]	Y1 [m]	Δx [cm]	Δy [cm]	Δs [cm]	
1	1	18447.176	-13387.100	18447.182	-13387.055	-0.599	-4.478	4.518
2	3	26582.252	-14030.873	26582.245	-14030.830	0.601	-4.359	4.400
3	4	29746.137	-12482.360	29746.154	-12482.311	-1.702	-4.890	5.177
4	5	31324.345	-9248.864	31324.343	-9248.924	0.122	5.983	5.984
5	7	32843.456	-5184.866	32843.520	-5184.843	-6.389	-2.308	6.794
6	9	22905.303	-5615.341	22905.307	-5615.376	-0.418	3.573	3.597
7	10	18863.548	-4329.167	18863.518	-4329.209	2.984	4.251	5.194
8	13	23058.301	-11523.912	23058.278	-11523.890	2.330	-2.202	3.205
9	15	27857.804	-9060.369	27857.803	-9060.390	0.045	2.135	2.136
10	16	21336.696	-9154.635	21336.665	-9154.658	3.017	2.297	3.792

Πίνακας 7. Αριθμητικές τιμές μεταβολών συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1997 (συνόρθωση ελεύθερων δικτύων - σύγκριση συντεταγμένων 1979 με τις μετασχηματισμένες συντεταγμένες 1997).



Σχήμα 24. Μικρομετακινήσεις των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1994 και 1997 (συνόρθωση ελεύθερων δικτύων - σύγκριση μετασχηματισμένων συντεταγμένων 1994 με τις μετασχηματισμένες συντεταγμένες 1997).

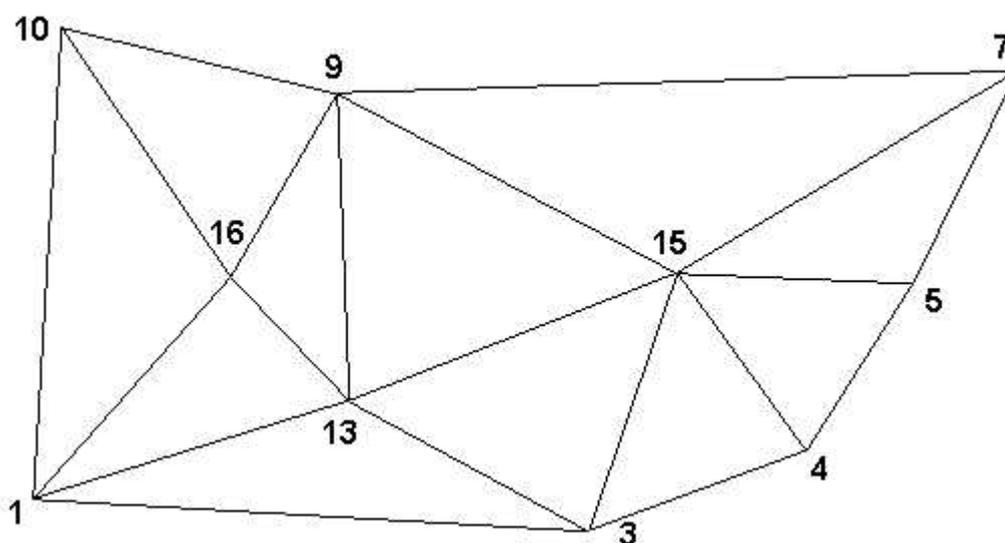
Από τη μελέτη των παραπάνω σχημάτων και αναλυτικών αποτελεσμάτων προκύπτει ότι παρατηρείται στην περιοχή μια μικρομετακίνηση κατά τη διεύθυνση Βορρά – Νότου η οποία μεταξύ των ετών 1979 – 1994 έχει μια μέγιστη τιμή της τάξεως των 8 cm που αντιστοιχεί σε ετήσια μικρομετακίνηση της τάξεως των 5.7 mm, ενώ μεταξύ των ετών 1994 – 1997 δεν παρατηρείται σημαντική μεταβολή (οι διαφορές των συντεταγμένων βρίσκονται

μέσα στα όρια της ακριβείας των μετρήσεων και μεθόδων υπολογισμού), οπότε δεν διαφοροποιείται ιδιαίτερα η συνολική εικόνα των παραμορφώσεων μεταξύ των ετών 1979 – 1997 από εκείνη μεταξύ των ετών 1979 – 1994.

Στο τελικό στάδιο πραγματοποιήθηκε ο υπολογισμός των παραμορφώσεων για το δίκτυο του σχήματος 24. Οι επιφανειακές παράμετροι παραμόρφωσης του γήινου φλοιού μπορούν να υπολογισθούν από διαχρονικά αποτελέσματα μετρήσεων γεωδαιτικών δικτύων ελέγχου. Έτσι, για τον υπολογισμό των τιμών των παραμέτρων παραμόρφωσης (διαστολή, μέγιστη διατμητική παραμόρφωση ή τάση κ.λ.π.) θα χρησιμοποιηθούν οι διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των διαφορετικών χρονικών περιόδων μέτρησης.

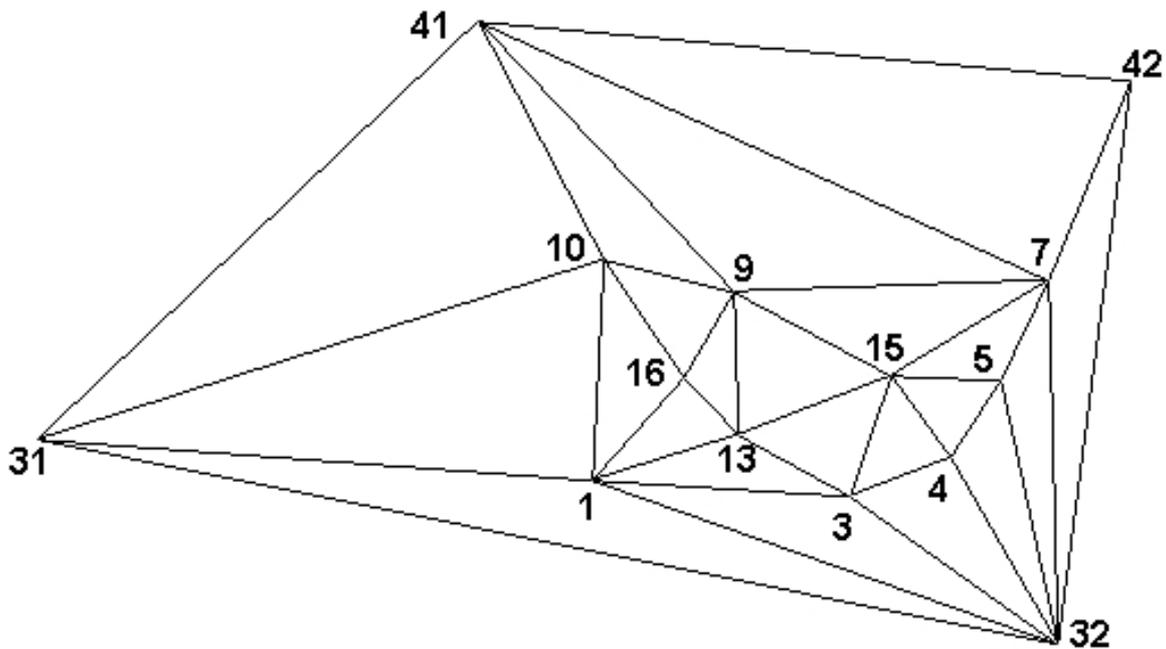
4.3. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Οι επιφανειακές παράμετροι παραμόρφωσης του γήινου φλοιού μπορούν να υπολογισθούν από διαχρονικά αποτελέσματα μετρήσεων γεωδαιτικών δικτύων ελέγχου. Έτσι, για τον υπολογισμό των τιμών των παραμέτρων παραμόρφωσης (διαστολή, μέγιστη διατμητική παραμόρφωση ή τάση κ.λ.π.) μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των διαφορετικών χρονικών περιόδων μέτρησης. Οι τιμές των παραμέτρων παραμόρφωσης υπολογίσθηκαν για συνδυασμούς τριών γειτονικών σημείων – κορυφών του δικτύου ελέγχου (τρίγωνα), δεχόμενοι ότι εκεί η παραμόρφωση είναι ίδια.



Σχήμα 25. Τα τρίγωνα που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των παραμέτρων παραμόρφωσης (δίκτυο 10 σημείων).

Οι τιμές των παραμέτρων παραμόρφωσης που υπολογίσθηκαν αναφέρονται στο κέντρο βάρους του αντίστοιχου τριγώνου που χρησιμοποιήθηκε. Από την εξομάλυνση των τιμών προέκυψε ένα συνεχές πεδίο παραμορφώσεων στην περιοχή που καλύπτουν τα κοινά σημεία μεταξύ των περιόδων μέτρησης και μελετήθηκε η μεταβολή του μεταξύ των ετών 1979-1994, 1994-1997 και 1979-1997. Τα τρίγωνα που σχηματίστηκαν και χρησιμοποιήθηκαν για τους υπολογισμούς αυτούς φαίνονται στο σχ. 25 (δίκτυο 10 κορυφών) και στο σχ. 26 (δίκτυο 14 κορυφών).



Σχήμα 26. Τα τρίγωνα που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των παραμέτρων παραμόρφωσης (δίκτυο 14 σημείων).

Αναλυτικά, υπολογίσθηκαν όλοι οι παράμετροι παραμόρφωσης για καθένα από τα τρίγωνα που ορίζουν τα σημεία των δικτύων. Οι κυριότερες από τις παραμέτρους αυτές που παρουσιάζονται στη συνέχεια είναι:

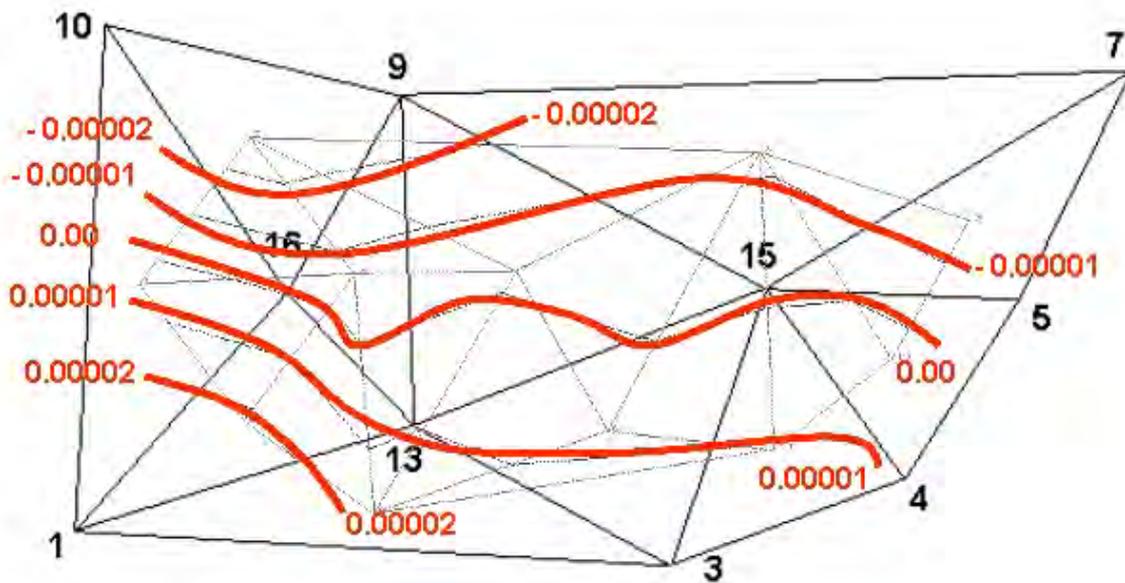
1. Η μεταβολή του μήκους ανά μονάδα μήκους (επιμήκυνση ή επιβράχυνση) κατά διευθύνσεις E_{xx} , E_{xy} , E_{yx} , E_{yy} .
2. Η μεταβολή σε εμβαδόν ανά μονάδα εμβαδού (διαστολή ή διασταλτικότητα) Δ .
3. Η διάτμηση εγκάρσια σε κάθε ευθεία παράλληλη προς τον ΒΔ άξονα γ_1 και σε κάθε ευθεία παράλληλη προς τον άξονα της ανατολής γ_2 .
4. Η μέγιστη διατμητική τάση γ .

5. Το αζιμούθιο ω της διεύθυνσης της μέγιστης κύριας τάσης.
6. Η μέγιστη κύρια τάση (επιμήκυνση ή επιβράχυνση) E1.
7. Η ελάχιστη κύρια τάση (επιμήκυνση ή επιβράχυνση) E2.

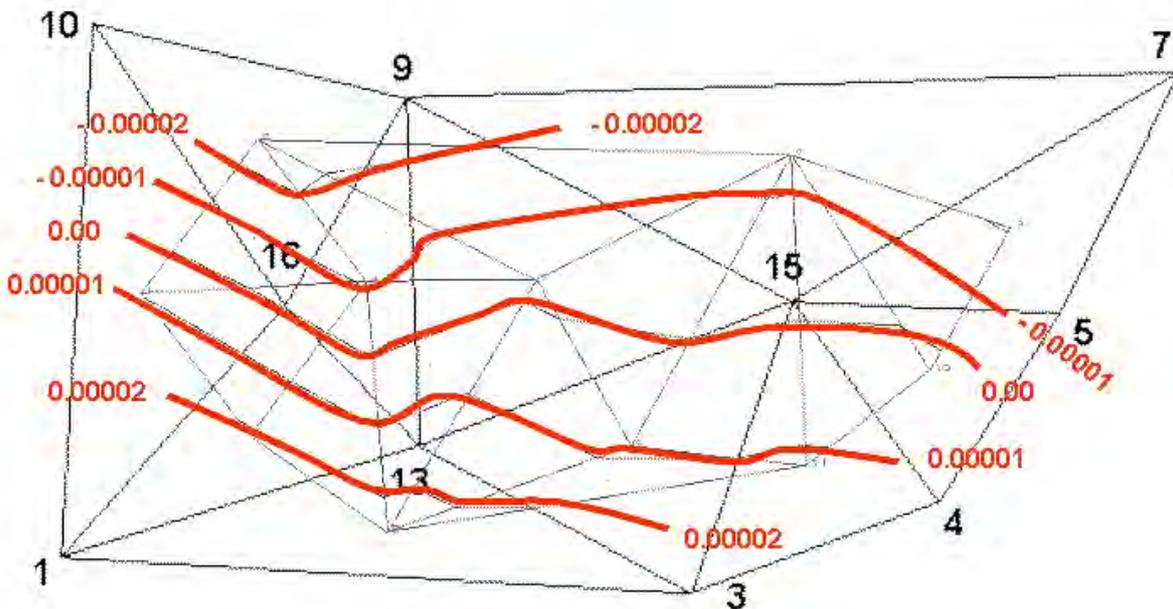
Οι τιμές των παραπάνω παραμέτρων παραθέτονται στους πίνακες 8, 9 και 10 για κάθε τρίγωνο, όπως προκύπτουν από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1979-1994, 1979-1997 και 1994-1997, αντίστοιχα.

Στη συνέχεια υπολογίστηκε και παρουσιάζεται η μεταβολή της κατανομής των τιμών της διαστολής Δ στην υπό μελέτη περιοχή, όπως προκύπτει από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1979-1994, 1979-1997 και 1994-1997 (σχήματα 27, 28 και 29, αντίστοιχα). Τέλος, υπολογίστηκε και παρουσιάζεται η μεταβολή της κατανομής των τιμών της μέγιστης διατμητικής παραμόρφωσης ή τάσης γ στην υπό μελέτη περιοχή, όπως προκύπτει από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1979-1994, 1979-1997 και 1994-1997 (σχήματα 30, 31 και 32, αντίστοιχα).

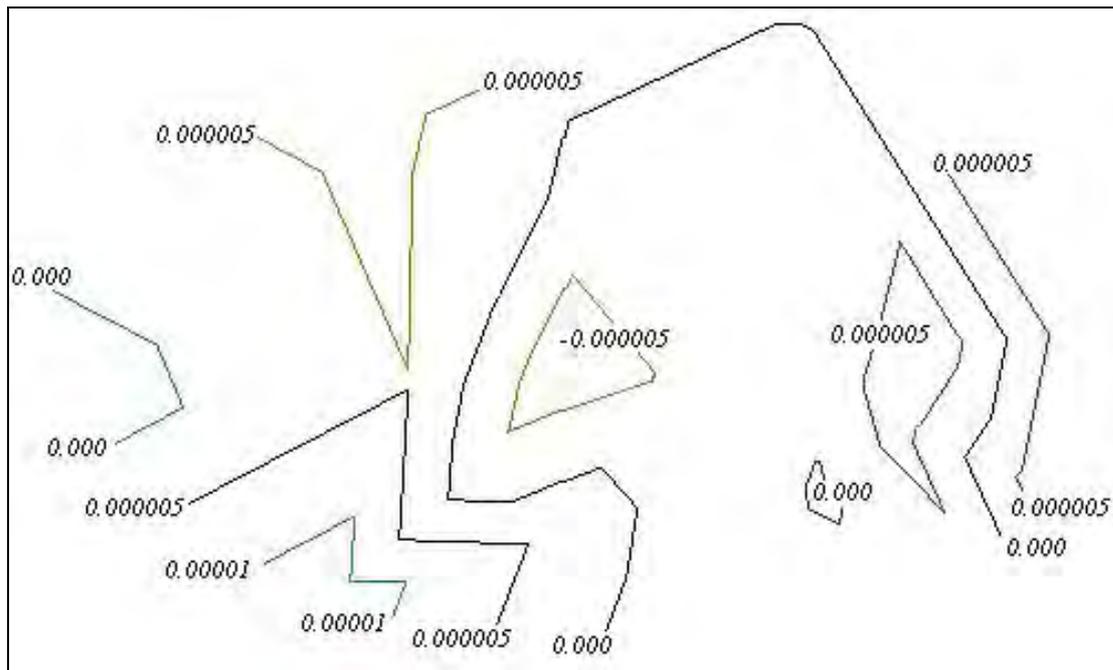
Από τη μελέτη των παραπάνω σχημάτων και πινάκων προκύπτει ότι η κατανομή της διαστολής Δ και της μέγιστης διατμητικής παραμόρφωσης ή τάσης γ , όπως προέκυψαν από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1979-1994 και 1979-1997 δεν διαφοροποιείται. Η διαστολή Δ λαμβάνει μηδενική τιμή στην περιοχή μεταξύ των λιμνών κατά τη διεύθυνση Ανατολής-Δύσης, θετικές τιμές προς Νότο και αρνητικές τιμές προς Βορρά. Η μέγιστη διατμητική παραμόρφωση ή τάση γ παρουσιάζει ένα μέγιστο στο Δυτικό-Νοτιοδυτικό τμήμα της υπό μελέτη περιοχής και ένα ελάχιστο στο Βόρειο-Βορειοανατολικό τμήμα της.



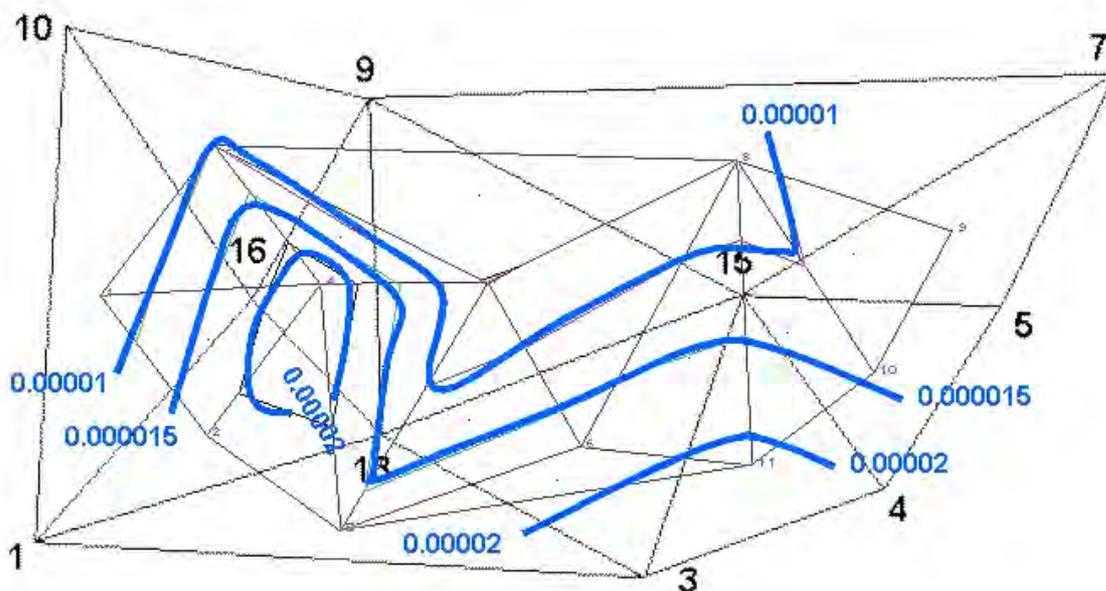
Σχήμα 27. Κατανομή της διαστολής, Δ , στην υπό μελέτη περιοχή, όπως προκύπτει από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1979-1994.



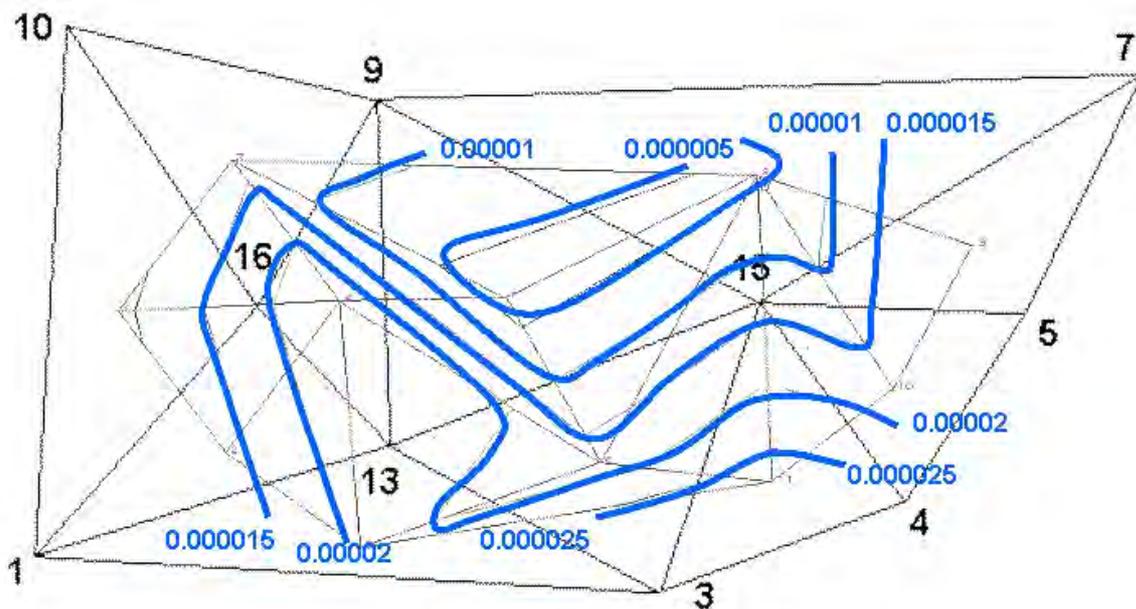
Σχήμα 28. Κατανομή της διαστολής, Δ , στην υπό μελέτη περιοχή, όπως προκύπτει από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1979-1997.



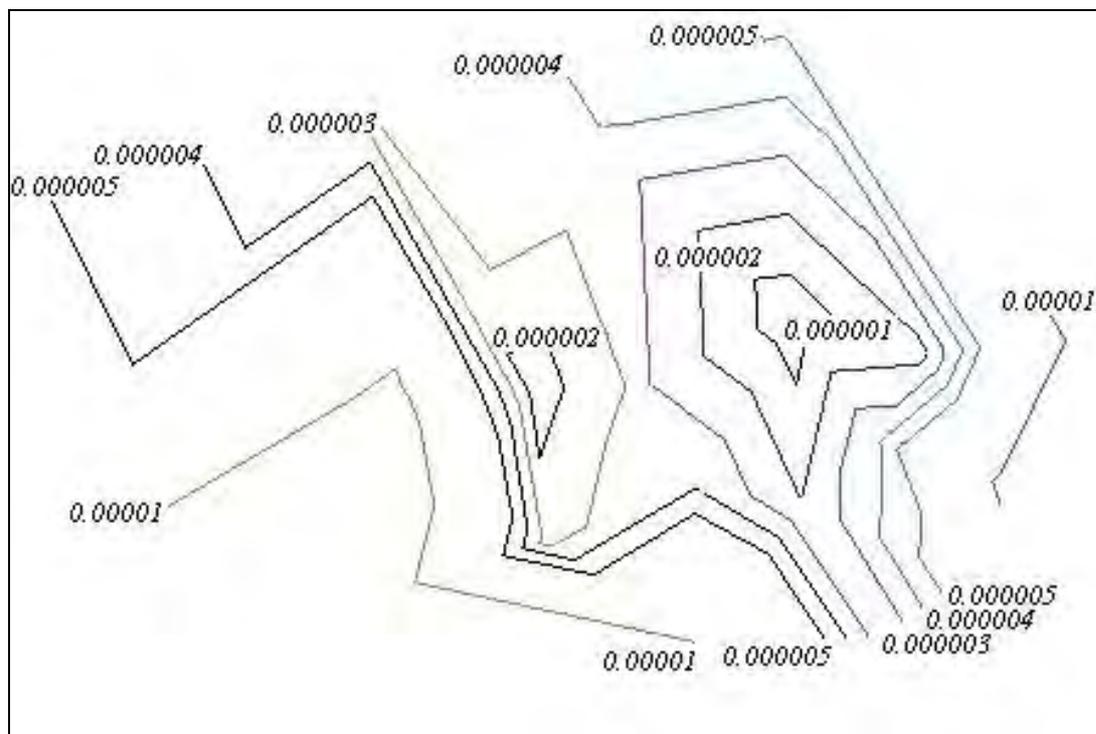
Σχήμα 29. Κατανομή της διαστολής, Δ , στην υπό μελέτη περιοχή, όπως προκύπτει από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1994-1997.



Σχήμα 30. Κατανομή της μέγιστης διαμητικής παραμόρφωσης ή τάσης γ στην υπό μελέτη περιοχή, όπως προκύπτει από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1979-1994.



Σχήμα 31. Κατανομή της μέγιστης διατμητικής παραμόρφωσης ή τάσης γ στην υπό μελέτη περιοχή, όπως προκύπτει από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1979-1997.



Σχήμα 32. Κατανομή της μέγιστης διατμητικής παραμόρφωσης ή τάσης γ στην υπό μελέτη περιοχή, όπως προκύπτει από τις διαφορές συντεταγμένων των σημείων του δικτύου μεταξύ των περιόδων 1994-1997.

Τρίγωνο			E _{xx}	E _{xy}	E _{yx}	E _{yy}	Δ	γ ₁	γ ₂	γ	ω	E ₁	E ₂
1	16	10	0.00000245	-0.00000263	0.00000826	0.00000309	0.00000553	-0.00000064	0.00000564	0.00000567	-0.00000544	0.00000560	-0.00000007
1	13	16	0.00000279	-0.00000281	-0.00000435	0.00001969	0.00002248	-0.00001690	-0.00000716	0.00001835	0.00000077	0.00002041	0.00000206
16	9	10	-0.00001188	-0.00000951	-0.00000018	-0.00001517	-0.00002705	0.00000330	-0.00000968	0.00001023	-0.00000466	-0.00000841	-0.00001864
13	9	16	-0.00000884	-0.00000776	-0.00001382	0.00000224	-0.00000660	-0.00001108	-0.00002158	0.00002426	0.00000303	0.00000883	-0.00001543
1	3	13	0.00000027	0.00000464	0.00000169	0.00001588	0.00001615	-0.00001562	0.00000634	0.00001686	0.00000148	0.00001650	-0.00000035
3	15	13	-0.00000588	-0.00000343	0.00000640	0.00001168	0.00000580	-0.00001755	0.00000296	0.00001780	-0.00000491	0.00001180	-0.00000600
13	15	9	-0.00000284	-0.00000276	0.00000539	0.00000128	-0.00000156	-0.00000412	0.00000264	0.00000489	-0.00000407	0.00000167	-0.00000323
15	7	9	-0.00000411	0.00001055	-0.00000623	-0.00000792	-0.00001202	0.00000381	0.00000432	0.00000576	0.00000839	-0.00000313	-0.00000889
15	5	7	0.00000250	-0.00002109	0.00000680	-0.00001905	-0.00001655	0.00002155	-0.00001428	0.00002585	-0.00001395	0.00000465	-0.00002120
4	5	15	0.00000363	0.00000475	0.00000927	0.00000107	0.00000470	0.00000256	0.00001401	0.00001424	-0.00000226	0.00000947	-0.00000477
3	4	15	-0.00000502	0.00000298	-0.00000864	0.00001593	0.00001092	-0.00002095	-0.00000566	0.00002170	0.00000581	0.00001631	-0.00000539

Πίνακας 8. Τιμές των παραμέτρων παραμόρφωσης ανά τρίγωνο, όπως προκύπτουν από τη μεταβολή των συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1994.

Τρίγωνο			E _{xx}	E _{xy}	E _{yx}	E _{yy}	Δ	γ ₁	γ ₂	γ	ω	E ₁	E ₂
1	16	10	0.00000721	-.00000246	0.00001001	0.00000254	0.00000975	0.00000466	0.00000755	0.00000887	-.00000623	0.00000931	0.00000044
1	13	16	0.00000400	-.00000070	-.00000212	0.00001734	0.00002134	-.00001333	-.00000282	0.00001363	0.00000071	0.00001748	0.00000386
16	9	10	-.00001008	-.00001159	-.00000047	-.00001556	-.00002565	0.00000548	-.00001206	0.00001324	-.00000556	-.00000620	-.00001945
13	9	16	-.00001078	-.00000909	-.00001315	0.00000005	-.00001073	-.00001082	-.00002224	0.00002473	0.00000203	0.00000700	-.00001773
1	3	13	0.00000227	0.00000439	0.00000093	0.00002267	0.00002494	-.00002039	0.00000532	0.00002108	0.00000173	0.00002301	0.00000193
3	15	13	-.00000482	-.00000538	0.00000268	0.00001253	0.00000771	-.00001735	-.00000270	0.00001756	-.00000403	0.00001264	-.00000492
13	15	9	-.00000234	-.00000407	0.00000397	0.00000004	-.00000230	-.00000238	-.00000010	0.00000238	-.00000402	0.00000004	-.00000234
15	7	9	-.00000560	0.00000920	-.00000574	-.00000754	-.00001314	0.00000193	0.00000346	0.00000397	0.00000747	-.00000459	-.00000855
15	5	7	-.00000064	-.00002241	0.00000979	-.00002018	-.00002081	0.00001954	-.00001262	0.00002326	-.00001610	0.00000122	-.00002204
4	5	15	0.00000051	0.00000489	0.00001259	0.00000302	0.00000353	-.00000251	0.00001748	0.00001766	-.00000385	0.00001060	-.00000706
3	4	15	-.00000770	0.00000313	-.00000923	0.00001922	0.00001152	-.00002692	-.00000610	0.00002760	0.00000618	0.00001956	-.00000804

Πίνακας 9. Τιμές των παραμέτρων παραμόρφωσης ανά τρίγωνο, όπως προκύπτουν από τη μεταβολή των συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1979 και 1997.

Τρίγωνο			E _{xx}	E _{xy}	E _{yx}	E _{yy}	Δ	γ ₁	γ ₂	γ	ω	E ₁	E ₂
1	16	10	0.00000756	0.00000059	0.00000259	-0.00000267	0.00000489	0.00001023	0.00000318	0.00001071	-0.00000100	0.00000780	-0.00000291
1	13	16	0.00000210	0.00000343	0.00000128	-0.00000506	-0.00000295	0.00000716	0.00000471	0.00000857	0.00000107	0.00000281	-0.00000576
16	9	10	0.00000221	-0.00000194	0.00000181	-0.00000057	0.00000164	0.00000277	-0.00000013	0.00000278	-0.00000188	0.00000221	-0.00000057
13	9	16	-0.00000338	-0.00000168	0.00000038	-0.00000415	-0.00000754	0.00000077	-0.00000129	0.00000150	-0.00000103	-0.00000302	-0.00000452
1	3	13	0.00000239	0.00000370	-0.00000132	0.00000129	0.00000369	0.00000110	0.00000237	0.00000262	0.00000251	0.00000315	0.00000053
3	15	13	-0.00000051	-0.00000013	-0.00000281	-0.00000329	-0.00000381	0.00000278	-0.00000293	0.00000404	0.00000134	0.00000012	-0.00000392
13	15	9	-0.00000097	-0.00000003	-0.00000022	-0.00000416	-0.00000513	0.00000320	-0.00000025	0.00000321	0.00000010	-0.00000096	-0.00000417
15	7	9	-0.00000120	0.00000038	-0.00000046	-0.00000157	-0.00000276	0.00000037	-0.00000008	0.00000038	0.00000042	-0.00000119	-0.00000157
15	5	7	-0.00000390	0.00000162	0.00000002	-0.00000324	-0.00000714	-0.00000065	0.00000164	0.00000177	0.00000080	-0.00000268	-0.00000445
4	5	15	-0.00000423	0.00000290	0.00000039	-0.00000217	-0.00000641	-0.00000206	0.00000329	0.00000388	0.00000125	-0.00000126	-0.00000514
3	4	15	-0.00000043	0.00000027	-0.00000154	0.00000109	0.00000066	-0.00000152	-0.00000127	0.00000198	0.00000090	0.00000132	-0.00000066
31	1	10	0.00000078	0.00000120	0.00000292	-0.00000290	-0.00000212	0.00000368	0.00000412	0.00000552	-0.00000086	0.00000170	-0.00000382
31	10	41	-0.00000046	0.00000360	0.00000085	0.00000221	0.00000175	-0.00000267	0.00000445	0.00000519	0.00000138	0.00000347	-0.00000172
10	9	41	0.00000481	-0.00000386	0.00000393	0.00000188	0.00000669	0.00000293	0.00000007	0.00000293	-0.00000389	0.00000481	0.00000188
9	7	41	-0.00000126	-0.00000312	-0.00000059	0.00000001	-0.00000126	-0.00000127	-0.00000371	0.00000392	-0.00000126	0.00000133	-0.00000259
7	42	41	-0.00000076	-0.00000348	-0.00000153	0.00000034	-0.00000042	-0.00000110	-0.00000500	0.00000512	-0.00000097	0.00000235	-0.00000277
32	1	31	0.00000042	0.00000614	0.00000398	0.00001325	0.00001367	-0.00001283	0.00001012	0.00001634	0.00000108	0.00001500	-0.00000133
32	3	1	0.00000220	0.00000452	-0.00000209	-0.00000778	-0.00000558	0.00000998	0.00000243	0.00001027	0.00000331	0.00000234	-0.00000792
32	4	3	-0.00000005	-0.00000076	0.00000061	-0.00000222	-0.00000227	0.00000217	-0.00000014	0.00000218	-0.00000068	-0.00000004	-0.00000222
32	5	4	-0.00000365	-0.00000135	0.00000636	-0.00000034	-0.00000399	-0.00000331	0.00000502	0.00000601	-0.00000386	0.00000101	-0.00000500
32	7	5	0.00000810	0.00000077	-0.00000508	-0.00000194	0.00000616	0.00001004	-0.00000431	0.00001093	0.00000293	0.00000855	-0.00000238
32	42	7	0.00001026	-0.00000118	-0.00000103	0.00000008	0.00001034	0.00001018	-0.00000220	0.00001042	-0.00000008	0.00001038	-0.00000004

Πίνακας 10. Τιμές των παραμέτρων παραμόρφωσης ανά τρίγωνο, όπως προκύπτουν από τη μεταβολή των συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1994 και 1997.

4.4. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΜΕ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΚΑΙ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ

4.4.1. Γενικά σχόλια - Θεωρητικό υπόβαθρο

Η χρήση των ανωμαλιών του δυναμικού μέσω της αναπαράστασης του γεωειδούς συνιστά το βασικό εργαλείο ενός πλήθους εφαρμογών όχι μόνο της γεωδαισίας αλλά και της γεωφυσικής. Ιδιαίτερα στη γεωφυσική, το γεωειδές δίνει αφορμές για συζητήσεις σχετικές με την κατανομή των πυκνοτήτων στο εσωτερικό της γης, για υποθέσεις σχετικές με έντονα γεωλογικά χαρακτηριστικά, κ.λπ. Στην παρούσα έρευνα οι ανωμαλίες του δυναμικού, που συνδέονται άμεσα με το πεδίο βαρύτητας, παρουσιάζονται με ένα διαφορετικό τρόπο. Συγκεκριμένα, οι ανωμαλίες του δυναμικού εκφράζονται σε όρους διασταλτικότητας, ισοτροπικής και ανισοτροπικής διατημητικής τάσης, ενέργειας και άλλων παραμέτρων του πεδίου των ελαστικών παραμορφώσεων χρησιμοποιώντας μεθόδους της διαφορικής γεωμετρίας και ιδιαίτερα τον τανυστή ελαστικής παραμόρφωσης. Πρακτικά αποτελέσματα παρουσιάζονται για την περιοχή της Μυγδονίας στην Κεντρική Μακεδονία και συσχετίζονται με ανάλογα γεωδαιτικά, γεωδυναμικά και γεωφυσικά αποτελέσματα.

Η εμπλοκή των υψομέτρων του γεωειδούς σε γεωφυσικές εφαρμογές αποτελεί μία συνηθισμένη πρακτική, αφού έχει αποδειχθεί ότι οι ανωμαλίες του γεωειδούς συνδέονται άμεσα με ανωμαλίες πυκνοτήτων του εσωτερικού της γης (π.χ., Runcorn 1967, Turcotte and Schubert 1982, Gadomska and Teisseyre 1984). Η κλασική γεωμετρική αντιμετώπιση του γεωειδούς είναι ότι η επιφάνεια του δυναμικού $W=W(\Lambda, \Phi)$ που διαχωρίζεται από την επιφάνεια του κανονικού δυναμικού $U=U(\lambda, \varphi)$ μέσω των καθέτων, έχει ως αποτέλεσμα την ύπαρξη μιας αμφιμονοσήμαντης αντιστοιχίας ανάμεσα στα σημεία (Λ, Φ) της επιφάνειας του γεωειδούς και τα σημεία (λ, φ) της κανονικής επιφάνειας (επιφάνεια μοντέλο). Οι Λ, Φ είναι μη ορθογώνιες συντεταγμένες που συνδέονται με το γεωειδές (αστρονομικό μήκος και πλάτος), ενώ οι λ, φ είναι ορθογώνιες συντεταγμένες που αναφέρονται στην κανονική επιφάνεια. Τα μήκη των καθέτων από την επιφάνεια του γεωειδούς στην κανονική επιφάνεια είναι τα γνωστά υψόμετρα (διακυμάνσεις) του γεωειδούς. Μια σταθερή τεχνική για τον προσδιορισμό των υψομέτρων του γεωειδούς είναι η ανάπτυξη των δυναμικών ανωμαλιών ($T=W-U$) σε σφαιρικές αρμονικές συναρτήσεις. Οι ανωμαλίες αυτές όταν διαιρεθούν με τη βαρύτητα δίνουν τα υψόμετρα του γεωειδούς.

Για να συνδεθεί η προηγούμενη γεωμετρική ερμηνεία με τη θεωρία ελαστικότητας, υποθέτουμε ότι διαθέτουμε μία ελαστική μεμβράνη (μοντέλο) με γνωστές ιδιότητες. Η μεμβράνη αυτή στη μη μεταβαλλόμενη κατάστασή της αντιστοιχεί με την επιφάνεια μοντέλο

των δυναμικών ανωμαλιών που αναφέρθηκε προηγουμένως. Η παραμόρφωση της επιφάνειας-μοντέλου αποδίδει το γεωειδές. Ένα "υλικό" σημείο της μη μεταβαλλόμενης επιφάνειας απεικονίζεται στην ισοδύναμη παραμορφωμένη εκδοχή της σε κάποιο αντίστοιχο σημείο. Η απεικόνιση αυτή αντιστοιχεί σε μία παραμόρφωση στο χώρο, η οποία εκφράζεται σε όρους υψομέτρου του γεωειδούς. Εάν η προκαλούμενη τάση κατά τη διάρκεια της διαδικασίας της παραμόρφωσης της ελαστικής μεμβράνης είναι γνωστή, τότε η παραγόμενη αντίστοιχη ενέργεια μπορεί να υπολογισθεί. Η θεωρία των ελαστικών τάσεων και παραμορφώσεων μπορεί να εφαρμοσθεί σε ένα ευρύ φάσμα προβλημάτων των γεωεπιστημών (Dermanis et al. 1992).

Επανερχόμενοι στην περίπτωση της ελαστικής μεμβράνης και στην απεικόνιση της επιφάνειας του γεωειδούς, είναι αναγκαίο να αναφερθούν τα ακόλουθα δύο προβλήματα. Το πρώτο είναι η δυσκολία να ορισθεί μία αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία ανάμεσα στα άγνωστα σημεία της επιφάνειας του γεωειδούς και στα αντίστοιχα της κανονικής επιφάνειας-μοντέλου. Το δεύτερο πρόβλημα είναι ο περιορισμένος και "μη υλικός" χαρακτήρας των δυναμικών επιφανειών που εισάγεται στις περιπτώσεις αυτές. Το πρώτο πρόβλημα λύνεται με την χρησιμοποίηση των γνωστών γεωδαιτικών απεικονίσεων, δηλαδή των απεικονίσεων κατά μήκος της καθέτου προς την κανονική επιφάνεια (προβολή Helmert), αλλά και των ισοπαραμετρικών απεικονίσεων που επίσης χρησιμοποιούνται ευρέως στη γεωδαιτική βιβλιογραφία (Marussi 1974, Grafarend 1978, Bocchio 1979, Danas and Dermanis 1983, Bakker 1985, Dermanis et al. 1992, Livieratos and Tziavos 1991). Το δεύτερο πρόβλημα μπορεί μόνο να προσεγγισθεί είτε με την εισαγωγή στην επιφάνεια-μοντέλο ελαστικών παραμέτρων, που να υπακούουν στην ιδανική περίπτωση της θεωρίας του Poisson, είτε με την εισαγωγή ελαστικών παραμέτρων που να ανταποκρίνονται στις ιδιότητες του φλοιού της γης.

Ο τρόπος απεικόνισης των ανωμαλιών του δυναμικού μέσω μιας επιφάνειας που υπόκειται σε ελαστική τάση πραγματοποιείται με την χρησιμοποίηση "εργαλείων" της διαφορικής γεωμετρίας και της θεωρίας των παραμορφώσεων, συγκρίνοντας το μετρικό τανυστή των διαφορών της επιφάνειας του γεωειδούς και της αντίστοιχης κανονικής επιφάνειας-μοντέλου, που καταλήγει σε μία αμφιμονοσήμαντη αντιστοίχιση των θέσεων (σημείων) της επιφάνειας του γεωειδούς και των αντιστοιχών θέσεων της κανονικής επιφάνειας. Από το μετρικό τανυστή των διαφορών μπορεί να υπολογισθεί ο τανυστής των τάσεων που είναι συνάρτηση της βαρύτητας, των καμπυλοτήτων και άλλων παραμέτρων που συνδέονται με το πεδίο βαρύτητας. Από τον τανυστή των τάσεων υπολογίζονται στη συνέχεια ποσότητες, όπως η διασταλτικότητα, οι συνιστώσες της διατμητικής τάσης, η

ενέργεια, κ.λ.π., που είναι άμεσα συσχετισμένες με τα υψόμετρα του γεωειδούς, καθώς είναι συναρτήσεις των δευτέρων παραγώγων του δυναμικού βαρύτητας W . Η προαναφερθείσα διαδικασία έχει εφαρμοσθεί σε λύσεις παγκόσμιας κλίμακας, όπου βρέθηκε πολύ καλή συμφωνία ανάμεσα στα ελαστικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας του γεωειδούς και τα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά διαφόρων περιοχών, αλλά έχει χρησιμοποιηθεί και σε εφαρμογές τοπικής ή περιφερειακής κλίμακας (Dermanis et al. 1992).

4.4.2. Αλγόριθμος - Μετρικοί τανυστές και τανυστές ελαστικής τάσης

Έστω δύο επιφάνειες με συστήματα καμπυλόγραμμων συντεταγμένων \mathbf{u} και \mathbf{v}

$$\mathbf{u} = \begin{bmatrix} u^1 \\ u^2 \end{bmatrix}, \quad \mathbf{v} = \begin{bmatrix} v^1 \\ v^2 \end{bmatrix} \quad (6)$$

και οι μετρικοί τανυστές των δύο επιφανειών \mathbf{G}_u , \mathbf{G}_v , που συνδέονται με την επιλογή των συστημάτων συντεταγμένων. Θεωρώντας ότι υπάρχει αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία μεταξύ των δύο επιφανειών

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}(\mathbf{u}) \quad (7)$$

αυτή θα πρέπει να πληροί τους όρους του "ομοιομορφισμού". Ο τανυστής ελαστικής τάσης \mathbf{S} δίνεται από τη σχέση

$$\mathbf{S}' = \frac{1}{2} \left[\mathbf{G}_v - \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{v}} \right)^T \mathbf{G}_u \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{v}} \right) \right] \quad (8)$$

Λαμβάνοντας υπόψη τις συνιστώσες της ελαστικής τάσης προκύπτει η ακόλουθη σχέση

$$\mathbf{S} = \mathbf{K} \mathbf{S}' \mathbf{K} \quad (9)$$

όπου \mathbf{K} είναι ο διαγώνιος πίνακας με στοιχεία που αντιστοιχούν στις καμπυλότητες των γραμμών απεικόνισης. Αυτό είναι ενδιαφέρον, όταν οι συντεταγμένες δεν είναι όμοιες (π.χ., γραμμικές, γωνιακές). Καθώς η παρούσα εργασία αφορά χώρους 2-Δ, δηλαδή την επιφάνεια

του γεωειδούς και την επιφάνεια του εκ περιστροφής ελλειψοειδούς αναφοράς, ο τανυστής τάσης αναπαρίσταται από ένα 2x2 συμμετρικό πίνακα

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} S_{11} & S_{12} \\ S_{12} & S_{22} \end{bmatrix}, \quad (10)$$

από τον οποίο οι αρχικές ποσότητες $I_1(\mathbf{S})$ και $I_2(\mathbf{S})$ μπορεί να υπολογισθούν από τις σχέσεις:

$$\begin{aligned} I_1(\mathbf{S}) &= \text{tr}(\mathbf{S}) \\ I_2(\mathbf{S}) &= \det(\mathbf{S}) \end{aligned} \quad (11)$$

Οι ζητούμενες παράμετροι τάσης προκύπτουν ως συναρτήσεις των $I_1(\mathbf{S})$ και $I_2(\mathbf{S})$. Οι παράμετροι τάσης που χρησιμοποιούνται εδώ είναι οι ποσότητες

$$\Delta = I_1(\mathbf{S}) = \text{tr}(\mathbf{S}) = S_{11} + S_{22} \quad (12)$$

$$\gamma^2 = I_1(\mathbf{S})^2 - 4I_2(\mathbf{S}) = \text{tr}(\mathbf{S})^2 - 4\det(\mathbf{S}) = (S_{11} - S_{22})^2 + (2S_{12})^2 \quad (13)$$

όπου Δ παριστά το ισοτροπικό μέρος της παραμόρφωσης, την μεταβολή ανά μονάδα επιφάνειας (θετική για επέκταση, αρνητική για συμπίεση) και γ είναι το ανισοτροπικό ή κατά διεύθυνση μέρος της παραμόρφωσης, η τάση κατά μήκος της διεύθυνσης της μέγιστης τιμής της (πάντοτε θετική).

4.4.3. Ο μετρικός τανυστής του γεωειδούς

Η παραμετροποίηση της επιφάνειας του γεωειδούς (W =σταθερό) με το σύστημα των καμπυλόγραμμων συντεταγμένων

$$\mathbf{u} = \begin{bmatrix} \Lambda \\ \Phi \end{bmatrix}, \quad (14)$$

όπου Λ , Φ το αστρονομικό γεωγραφικό μήκος και πλάτος αντίστοιχα, ενώ ο μετρικός τανυστής παραμόρφωσης του γεωειδούς δίνεται από τη σχέση

$$\mathbf{G}_u = \frac{1}{k_G^2} \begin{bmatrix} (k_N^2 + t_E^2) \cos^2 \Phi & -(k_E + k_N) t_E \cos \Phi \\ -(k_E + k_N) t_E \cos \Phi & k_N^2 + t_E^2 \end{bmatrix}, \quad (15)$$

όπου k_E, k_N είναι οι καμπυλότητες της επιφάνειας του γεωειδούς ως προς τις διευθύνσεις ανατολής και βορρά (αστρονομικού) αντίστοιχα, t_E είναι η στρέψη στη διεύθυνση της ανατολής, k_G είναι η καμπυλότητα Gauss (συνάρτηση των καμπυλοτήτων της επιφάνειας του γεωειδούς) και W είναι το σταθερό δυναμικό της επιφάνειας του γεωειδούς. Ισχύει:

$$k_G = k_E k_N - t_E^2. \quad (16)$$

Είναι γνωστό από τη διαφορική γεωμετρία (Marussi, 1974) ότι

$$\left. \begin{aligned} k_E &= \frac{1}{g} \frac{\partial^2 W}{\partial E^2} \\ k_N &= \frac{1}{g} \frac{\partial^2 W}{\partial N^2} \\ t_E &= \frac{1}{g} \frac{\partial^2 W}{\partial E \partial N} \end{aligned} \right\}, \quad (17)$$

όπου g είναι η βαρύτητα στα αντίστοιχα σημεία του γεωειδούς. Οι καμπυλότητες και η στρέψη του γεωειδούς είναι "ευαίσθητες" στη θέση των ανωμάτων μαζών, καθώς είναι συναρτήσεις των οριζοντίων παραγώγων του διαταρακτικού (ανώμαλου) δυναμικού. Οι δεύτερες παράγωγοι του W σε σχέση με τις αστρονομικές διευθύνσεις ανατολής και βορρά είναι απλά οι βαθμίδες βαρύτητας της επιφάνειας του γεωειδούς ως προς τις διευθύνσεις αυτές.

Ο μετρικός τανυστής του εκ περιστροφής ελλειψοειδούς αναφοράς, U =σταθερό, με παραμετροποίηση των καμπυλόγραμμων συντεταγμένων

$$\mathbf{v} = \begin{bmatrix} \lambda \\ \phi \end{bmatrix}, \quad (18)$$

όπου λ, ϕ είναι το ελλειψοειδές μήκος και πλάτος αντίστοιχα, είναι διαγώνιος και έχει τη μορφή:

$$\mathbf{G}_v = M^2 N^2 \begin{bmatrix} \frac{\cos^2 \phi}{M^2} & 0 \\ 0 & \frac{1}{N^2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} N^2 \cos^2 \phi & 0 \\ 0 & M^2 \end{bmatrix}, \quad (19)$$

όπου M , N είναι οι ακτίνες καμπυλότητας της μεσημβρινής τομής και της πρώτης καθέτου τομής στο ελλειψοειδές αναφοράς, αντίστοιχα.

4.4.4. Απεικόνιση και τανυστής τάσης

Για τον υπολογισμό του τανυστή τάσης στο σημείο P του γεωειδούς μπορεί να χρησιμοποιηθεί η απεικόνιση που εισάγεται με την εξίσωση (7). Είναι γνωστό ότι η απεικόνιση ορίζει την παραμόρφωση σε 2-Δ ή 3-Δ. Το κρίσιμο ερώτημα δεν είναι αυτή η ίδια η απεικόνιση, αλλά ποια παραμόρφωση, που σχετίζεται με την απεικόνιση αυτή, παρουσιάζει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον. Οι απεικονίσεις, που κατά κύριο λόγο χρησιμοποιούνται στη γεωδαισία, είναι δύο: η προβολή Helmert κατά μήκος της καθέτου των σημείων του γεωειδούς επάνω στην επιφάνεια-μοντέλο και η ισοπαραμετρική απεικόνιση $\lambda=\Lambda$, $\varphi=\Phi$, $U=W$. Η πρώτη χαρακτηρίζεται από ελλιπές γεωμετρικό υπόβαθρο. Η δεύτερη παρουσιάζει μία άμεση φυσική σημασία καθώς συνδέεται με τις φυσικές συντεταγμένες του Marussi (Λ , Φ , W). Πρέπει να έχουμε υπόψη ότι στην παρούσα μελέτη το γεωειδές αντιμετωπίζεται ως μία πεπερασμένη επιφάνεια και εκείνο που έχει σημασία είναι η παραμόρφωση του πεδίου βαρύτητας μέσω του γεωειδούς. Η προαναφερθείσα παραμόρφωση θα μπορούσε να εκφρασθεί μέσω φυσικών συντεταγμένων, οι οποίες μάλιστα ανάγουν το πρόβλημα από 3-Δ σε 2-Δ μέσω των ισοδυναμικών επιφανειών (γεωειδές/ελλειψοειδές).

Η απεικόνιση Helmert είναι πολύ απλή, αλλά δεν έχει φυσική σημασία σε σχέση με τις συντεταγμένες που εισάγονται, καθώς ορίζεται μόνο γεωμετρικά ανεξάρτητα από το πεδίο βαρύτητας. Αυτός είναι ο λόγος που όταν χρησιμοποιείται η προβολή Helmert υπολογίζουμε γεωειδές που θεωρείται αποτέλεσμα μόνο της διασταλτικότητας και όχι των τάσεων πολλαπλασιάζοντας απλά τα υψόμετρα του γεωειδούς ζ με το συντελεστή $2/R$ (Dermanis et al., 1992)

$$\Delta \approx 2 \frac{\zeta}{R}, \quad (20)$$

όπου R είναι η μέση ακτίνα της γης. Εισάγοντας την ισοπαραμετρική απεικόνιση των ισοδυναμικών επιφανειών (U =σταθερό, W =σταθερό, $v=u$) και επομένως $\lambda=\Lambda$, $\varphi=\Phi$, η εξίσωση (10) καταλήγει να είναι η ημιδιαφορά των μετρικών τανυστών

$$\mathbf{S} = \frac{1}{2}[\mathbf{G}_v - \mathbf{G}_u] \quad (21)$$

Η 2×2 απεικόνιση της \mathbf{S} που αναφέρεται στο εφαπτόμενο επίπεδο που διέρχεται από το σημείο P δίνεται από τη σχέση (Dermanis et al. 1992):

$$\mathbf{S} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \frac{k_N^2 + t_N^2}{N^2 k_G^2} - 1 & -\frac{(k_E + k_N)t_E}{k_G^2 MN} \\ -\frac{(k_E + k_N)t_E}{k_G^2 MN} & \frac{k_E^2 + t_E^2}{M^2 k_G^2} - 1 \end{bmatrix} \quad (22)$$

Σύμφωνα με τις σχέσεις (16) και (7) οι παράμετροι τάσης Δ , γ μπορούν να προκύψουν, όταν οι ποσότητες που συνδέονται με το γεωειδές k_N, k_E, t_E είναι διαθέσιμες, σε σχέση με το τοπικό αστρονομικό σύστημα.

4.4.5. Υπολογισμός παραμέτρων

Σχήμα 33. Απεικόνιση σημείων του γεωειδούς στην επιφάνεια-μοντέλο.

Αν και οι συντεταγμένες λ^0 , φ^0 , στο σημείο Q^0 στην επιφάνεια -μοντέλο είναι εύκολο να υπολογιστούν, οι αντίστοιχες συντεταγμένες Λ , Φ στο σημείο P στο γεωειδές είναι άγνωστες (βλέπε και σχήμα 33). Για να ορισθούν οι θέσεις των σημείων στο γεωειδές, όπου πρέπει να υπολογισθούν οι ποσότητες k_N, k_E, t_E , και η τιμή της βαρύτητας, είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε τις τιμές των συντεταγμένων Λ , Φ . Ορίζοντας αυτές τις συντεταγμένες, μπορεί να ορισθεί μία αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία ανάμεσα σ' αυτές και στις συντεταγμένες λ , φ στην κανονική επιφάνεια. Για τους υπολογισμούς αυτούς είναι απαραίτητο να υπολογισθούν οι καμπυλότητες και η στρέψη σε σχέση με ένα γεωκεντρικό σύστημα αναφοράς. Ο υπολογισμός αυτός μπορεί να γίνει με διάφορους αλγόριθμους. Στην εργασία αυτή χρησιμοποιείται ένας αλγόριθμος που βασίζεται στον υπολογισμό των καμπυλοτήτων και της στρέψης του γεωειδούς σε σχέση με ένα τοπικό αστρονομικό σύστημα, το οποίο είναι απαραίτητο για την ανάλυση της παραμόρφωσης του γεωειδούς, που υπολογίζεται με το μοντέλο των σφαιρικών αρμονικών EGM96 (Lemoine et al., 1998) πλήρες σε βαθμό και τάξη 360. Για τον υπολογισμό των παραγώγων πρώτης και δεύτερης τάξης του δυναμικού βαρύτητας εισάγεται ένας επαναληπτικός αλγόριθμος, του οποίου οι υπολογισμοί αναφέρονται σε γεωκεντρικό σύστημα (Tscherning 1976a, 1976b, Tscherning et al., 1983).

Έχοντας υπολογίσει τα υψόμετρα του γεωειδούς χρησιμοποιώντας το γεωδυναμικό μοντέλο, υπολογίζουμε τις καρτεσιανές συντεταγμένες του σημείου P επί του γεωειδούς από τις τιμές των λ^0 , φ^0 . Στη συνέχεια υπολογίζονται οι γεωκεντρικές πολικές συντεταγμένες του σημείου P και κατόπιν οι πρώτες και δεύτερες μερικές παράγωγοι του γεωδυναμικού W σε σχέση με κάποιο "σχεδόν"-αστρονομικό σύστημα αναφοράς, χρησιμοποιώντας τα αθροίσματα Clenshaw (Tscherning and Poder, 1982). Στο επόμενο στάδιο υπολογίζονται εύκολα το αστρονομικό μήκος και πλάτος και η βαρύτητα στο σημείο P . Στη συνέχεια, έχοντας γνωστά όλα τα προηγούμενα στοιχεία, υπολογίζονται οι καμπυλότητες και η στρέψη του γεωειδούς μέσω των σχέσεων (11).

4.4.6. Υπολογισμός των στοιχείων του τανυστή παραμόρφωσης

βήμα 1. Για τα σημεία Q^0 της επιφάνειας του ελλειψοειδούς αναφοράς στο σύστημα GRS80 (Geodetic Reference System 1980) με γνωστές ελλειψοειδείς συντεταγμένες λ^0 , φ^0 υπολογίζονται τα υψόμετρα του γεωειδούς $\zeta(\lambda^0, \varphi^0)$ χρησιμοποιώντας το γεωδυναμικό μοντέλο. Από τις γεωδαιτικές συντεταγμένες λ^0 , φ^0 , ζ υπολογίζονται οι

γεωκεντρικές καρτεσιανές συντεταγμένες x του σημείου P επί του γεωειδούς σύμφωνα με το μετασχηματισμό

$$\mathbf{x} = \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} (N^0 + \zeta) \cos \phi^0 \cos \lambda^0 \\ (N^0 + \zeta) \cos \phi^0 \sin \lambda^0 \\ [(1 - e^2)N^0 + \zeta] \sin \phi^0 \end{bmatrix}, \quad (23)$$

όπου e^2 είναι η εκκεντρότητα του ελλειψοειδούς του GRS80 και N^0 η ακτίνα καμπυλότητας της πρώτης καθέτου τομής του ελλειψοειδούς στο σημείο λ^0, ϕ^0 του ελλειψοειδούς

βήμα 2. Χρησιμοποιώντας τις συντεταγμένες x του σημείου P υπολογίζουμε τις γεωκεντρικές πολικές συντεταγμένες λ', ϕ' από την εξίσωση

$$\lambda' = \lambda^0, \quad \phi' = \arctan\left(\frac{z}{y}\right) \sin \lambda^0, \quad (24)$$

όπως επίσης και τον πίνακα στροφής R' από την εξίσωση

$$\mathbf{R}' = \mathbf{R}_2(90^\circ - \phi) \mathbf{P} \mathbf{R}_3(\lambda') \quad (25)$$

όπου \mathbf{P} είναι ο πίνακας

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (26)$$

Ο πίνακας στροφής που δίνεται από την (25) συνδέει το γεωκεντρικό σύστημα αναφοράς (\mathbf{x}) με το αστρονομικό σύστημα αναφοράς \mathbf{x}' : x' είναι η διεύθυνση προς ανατολάς, y' η διεύθυνση του αστρονομικού βορρά και z' συμπληρώνει το τρισσορθογώνιο σύστημα.

βήμα 3. Υπολογίζονται οι πρώτες και δεύτερες μερικές παράγωγοι του γεωδυναμικού W στο σημείο P σε σχέση με το σύστημα \mathbf{x}' , δηλαδή

$$\mathbf{g}' = \frac{\partial W}{\partial \mathbf{x}'}, \quad \mathbf{B}' = \frac{\partial \mathbf{g}'}{\partial \mathbf{x}'} = \frac{\partial^2 W}{\partial \mathbf{x}'^2} \quad (27)$$

όπου \mathbf{g}' είναι ο 3x1 πίνακας με τις συνιστώσες της βαρύτητας ως προς τις συντεταγμένες \mathbf{x}' (οι πρώτες παράγωγοι του W) και \mathbf{B} είναι ένας 3x3 συμμετρικός πίνακας με τις βαθμίδες της βαρύτητας (δεύτερες παράγωγοι του W) επίσης στο σύστημα \mathbf{x}' .

βήμα 4 . Από την (27) προκύπτει

$$\mathbf{g} = \mathbf{R}'^T \mathbf{g}' = \frac{\partial W}{\partial \mathbf{x}} \quad (28)$$

δηλαδή οι συνιστώσες του διανύσματος της βαρύτητας στο γεωκεντρικό σύστημα. Ομοίως ο μετασχηματισμός του \mathbf{B}' στο γεωκεντρικό σύστημα γίνεται ως εξής:

$$\mathbf{B} = \mathbf{R}'^T \mathbf{B}' \mathbf{R}' \quad (29)$$

όπου \mathbf{B} είναι ένας 3x3 πίνακας που περιλαμβάνει τις παραγώγους του γεωδυναμικού W ως προς ένα γεωκεντρικό σύστημα.

βήμα 5 . Το αστρονομικό μήκος Λ , το πλάτος Φ και η βαρύτητα g κατά μέγεθος στο σημείο P υπολογίζονται από τις ακόλουθες σχέσεις (Heiskanen and Moritz 1967)

$$\Lambda = \arctan \frac{\frac{\partial W}{\partial y}}{\frac{\partial W}{\partial x}}, \quad \Phi = \arctan \frac{-\frac{\partial W}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial W}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial y}\right)^2}} \quad (30)$$

$$g = \sqrt{\left(\frac{\partial W}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial z}\right)^2} \quad (31)$$

Έχοντας τα Λ , Φ στο P υπολογίζεται ο πίνακας στροφής

$$\mathbf{R}^* = \mathbf{R}_1(90^\circ - \Phi) \mathbf{R}_3(90^\circ + \Lambda), \quad (32)$$

ο οποίος συνδέει το γεωκεντρικό σύστημα με το τοπικό αστρονομικό.

βήμα 6. Οι πρώτες παράγωγοι του δυναμικού W στο σημείο P υπολογίζονται τώρα στο αστρονομικό σύστημα από τη σχέση

$$\mathbf{g}^* = \mathbf{R}^* \mathbf{R}'^T \mathbf{g}' = \begin{bmatrix} \frac{\partial W}{\partial E} & \frac{\partial W}{\partial N} & \frac{\partial W}{\partial Z} \end{bmatrix}^T, \quad (33)$$

ενώ ο 3x3 συμμετρικός πίνακας Εötνος με τις δεύτερες παραγώγους του γεωδυναμικού W ως προς το αστρονομικό σύστημα υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\mathbf{E}^* = \mathbf{R}^* \mathbf{R}'^T \mathbf{B}' (\mathbf{R}^* \mathbf{R}'^T)^T \quad (34)$$

Αναλυτικότερα, ο άνω αριστερά 2x2 υποπίνακας του γράφεται στη μορφή:

$$\mathbf{E}^* = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 W}{\partial E^2} & \frac{\partial^2 W}{\partial E \partial N} & \mathbf{E}_{13}^* \\ \frac{\partial^2 W}{\partial E \partial N} & \frac{\partial^2 W}{\partial N^2} & \mathbf{E}_{23}^* \\ \mathbf{E}_{13}^* & \mathbf{E}_{23}^* & \mathbf{E}_{33}^* \end{bmatrix} \quad (35)$$

Οι καμπυλότητες και η στρέψη της επιφάνειας του γεωειδούς στο σημείο P υπολογίζονται τώρα από τις σχέσεις (15), (16), (31) και (35) και στη συνέχεια υπολογίζεται ο τανυστής παραμόρφωσης του γεωειδούς από τη σχέση (14).

βήμα 7. Λόγω της ισοπαραμετρικής απεικόνισης οι ακτίνες M και N μπορεί να υπολογισθούν για το ελλειψοειδές του GRS80 και στη συνέχεια υπολογίζεται ο μετρικός τανυστής του ελλειψοειδούς.

βήμα 8 . Έχοντας τώρα στη διάθεσή μας όλες τις απαραίτητες παραμέτρους που απαιτούνται για τον υπολογισμό του τανυστή παραμόρφωσης (22) οι αντίστοιχες παράμετροι παραμόρφωσης είναι εύκολο να υπολογισθούν από τις εξισώσεις (12).

4.4.7. Πρακτική εφαρμογή στην περιοχή της Μυγδονίας

Η μέθοδος προσδιορισμού των αναλλοίωτων παραμέτρων του τανυστή παραμόρφωσης και σχετικών μεγεθών που συνδέονται με το πεδίο βαρύτητας εφαρμόστηκε στην περιοχή της Μυγδονίας. Η περιοχή μελέτης καλύπτεται από τα γεωγραφικά όρια $40^{\circ} \leq \varphi \leq 40,75^{\circ}$, $23^{\circ} \leq \lambda \leq 23,50^{\circ}$. Η μελέτη επεκτάθηκε αρχικά σε μία ευρύτερη περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας με όρια $39^{\circ} \leq \varphi \leq 42^{\circ}$ και $21^{\circ} \leq \lambda \leq 26^{\circ}$. Αυτό είναι αναπόφευκτο, επειδή για τη μελέτη των δυναμικών ανωμαλιών και ιδιαίτερα των αναλλοίωτων παραμέτρων του τανυστή παραμόρφωσης είναι απαραίτητο να έχουμε μία εκτενή σχετικά περιοχή.

Για την προαναφερθείσα λοιπόν περιοχή υπολογίστηκε το ισότροπο μέρος της διατμητικής τάσης Δ (σχέση 12), η μέγιστη διατμητική τάση (σχέση 13) και τα υψόμετρα του γεωειδούς (σχέση 14), όπως αυτά προκύπτουν από το γεωδυναμικό μοντέλο EGM96 και μέσες τιμές της ανωμαλίας της βαρύτητας σε πλέγμα $5'$. Από το σχήμα 34 του ισοτροπικού μέρους της διατμητικής τάσης προκύπτει μία έντονη συγκέντρωση αρνητικών τιμών στην περιοχή της Μυγδονίας, ιδιαίτερα στην περιοχή της λίμνης Βόλβης. Λεπτομερέστερα η συγκέντρωση αυτή αποτυπώνεται στο σχήμα 37, όπου παρουσιάζεται και η κατανομή των σημείων γεωδαιτικού ελέγχου. Στην ίδια περιοχή παρατηρείται ανάλογη συγκέντρωση θετικών τιμών του ανισοτροπικού μέρους της διατμητικής τάσης (σχήμα 35), που επιβεβαιώνει τα κύρια στοιχεία της θεωρίας που εκτέθηκε προηγουμένως. Αντίστοιχα, στην ίδια γεωγραφική περιοχή παρατηρούνται μεγάλες θετικές τιμές υψομέτρων του γεωειδούς (σχήμα 36). Είναι αξιοσημείωτο ότι οι έντονες συγκεντρώσεις όλων των δυναμικών ανωμαλιών εκτείνονται προς τα νότια της Χαλκιδικής και την περιοχή του Αγίου Όρους.

Στην εργασία αυτή μελετήθηκαν συσχετίσεις μεταξύ των υψομέτρων του γεωειδούς και της διασταλτικότητας και του ανισοτροπικού μέρους της διατμητικής τάσης. Οι συσχετίσεις αυτές υπερβαίνουν το 50% στο σύνολο σχεδόν των περιπτώσεων και επαληθεύουν. Το στοιχείο αυτό επαληθεύεται και από αντίστοιχα συμπεράσματα προγενέστερων μελετών, όπου μελετήθηκαν διεξοδικά για την ευρύτερη περιοχή του χώρου

εφαρμογών οι συσχετίσεις των υψομέτρων του γεωειδούς με τις διάφορες παραμέτρους του τανυστή ελαστικής παραμόρφωσης. (Livieratos and Tziavos 1991).

Τα ευρήματα της εργασίας αυτής εξετάστηκαν και σε σχέση με σεισμικά αποτελέσματα που αναφέρονται στην ίδια περιοχή (Papazachos et al. 1979, Papazachos, 1990), όπου δίνονται τα επίκεντρα καταγραφέντων σεισμών και μετασεισμικά φαινόμενα σε συνδυασμό με γεωλογικά χαρακτηριστικά αντίστοιχα. Και από τα αποτελέσματα των σεισμικών ερευνών παρατηρείται συγκέντρωση στην ίδια επικίνδυνη περιοχή σεισμικών epicέντρων, μετασεισμικών φαινομένων και γεωλογικών ιδιαιτεροτήτων. Αξίζει να σημειωθεί ότι τα εύρη ορισμένων από τους καταγραφέντες σεισμούς ξεπερνούν το μέγεθος $M > 6.5$ της κλίμακας Richter.

Η περιοχή της εφαρμογής ανήκει στην ευρύτερη περιοχή μελέτης και εμφανίζει σημαντικές τιμές των αναλλοίωτων παραμέτρων του τανυστή παραμόρφωσης, οι οποίες παρουσιάζουν έντονες συσχετίσεις με τα υψόμετρα του γεωειδούς. Στην ίδια περιοχή έχει καταγραφεί έντονη σεισμική δραστηριότητα, ενώ ακόμη παρουσιάζει ιδιαίτερα γεωλογικά και γεωδυναμικά χαρακτηριστικά. Η περιοχή μπορεί να αξιολογηθεί καλύτερα στο μέλλον με την εγκατάσταση βαρυτομετρικών δικτύων, δικτύων του δορυφορικού συστήματος εντοπισμού θέσης (GPS) και άλλων γεωδυναμικών δικτύων για την καταγραφή και ανάλυση γεωλογικών παρατηρήσεων, οι οποίες σε συνδυασμό με τα σημερινά ευρήματα θα συμβάλλουν στη μακράς κλίμακας πρόγνωση σεισμών και στην ερμηνεία πολλών γεωλογικών και γεωδυναμικών χαρακτηριστικών της περιοχής μελέτης.

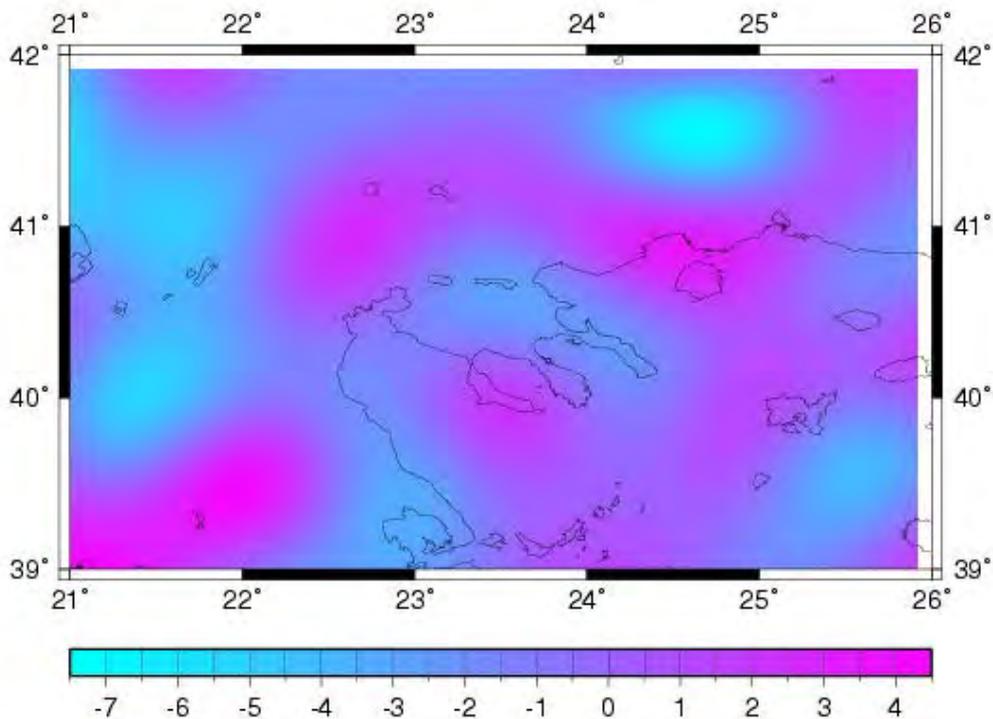
Η μελέτη των δυναμικών ανωμαλιών που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της εργασίας αυτής έγινε με μία διακριτική ικανότητα της τάξης των 5', η οποία αποδίδει αποδίδει με ικανοποιητικό τρόπο τα γεωδυναμικά και γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Εκτιμάται ότι μελλοντικά η μελέτη των φαινομένων αυτών μπορεί να μελετηθεί αρτιότερα, εφόσον υπολογισθεί ένα γεωειδές μεγαλύτερης διακριτικής ικανότητας για την περιοχή μελέτης με συνδυασμό ανωμαλιών βαρύτητας, τοπογραφικών υψομέτρων και ενός γεωδυναμικού μοντέλου πολύ υψηλής ανάλυσης, όπως τα αναμενόμενα από τις πρόσφατες δορυφορικές γεωδαιτικές αποστολές.

Η θεωρία προσδιορισμού των αναλλοίωτων παραμέτρων του τανυστή παραμόρφωσης που βασίζεται στις αρχές της ελαστικής θεωρίας των παραμορφώσεων, αποδεικνύεται στην παρούσα μελέτη ότι μπορεί να εφαρμοσθεί και σε γεωδαιτικές, γεωφυσικές και γεωλογικές εφαρμογές. Η διασταλτικότητα, η μέγιστη διατμητική τάση, η ενέργεια και άλλες παράμετροι του τανυστή παραμόρφωσης προκύπτουν μέσα από έναν αλγόριθμο, κύριο στοιχείο του οποίου είναι η απεικόνιση του γεωειδούς σε μία κανονική

επιφάνεια. Απαραίτητο λοιπόν στοιχείο για το υπολογιστικό μέρος της θεωρίας που αναπτύχθηκε, είναι ο υπολογισμός του γεωειδούς, που στη συγκεκριμένη περίπτωση πραγματοποιείται με τη βοήθεια ενός γεωδυναμικού μοντέλου.

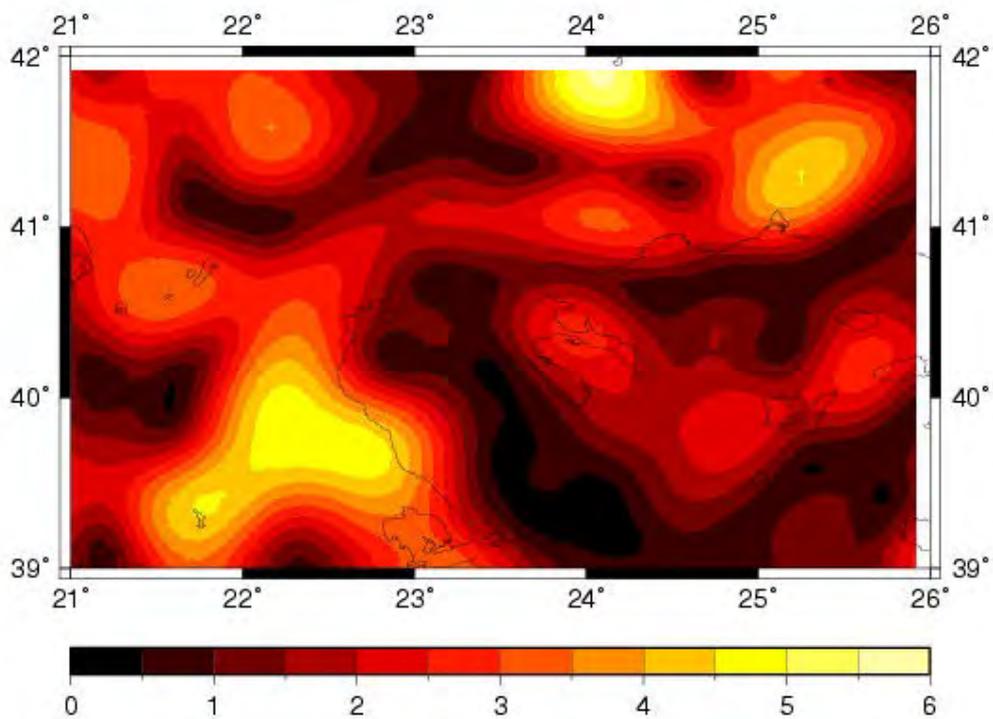
Από τη μελέτη των αναλλοίωτων παραμέτρων του συντελεστή παραμόρφωσης παρατηρείται μία έντονη συγκέντρωση δυναμικών ανωμαλιών στην περιοχή μελέτης. Στην ίδια ζώνη οι δυναμικές ανωμαλίες παρουσιάζουν έντονη συσχέτιση με τα υψόμετρα του γεωειδούς και με σεισμικά και γεωλογικά στοιχεία. Πρέπει να αναφέρουμε ότι οι έντονες τιμές του ισοτροπικού μέρους της διατμητικής τάσης χαρακτηρίζουν περιοχές με έντονη "επέκταση", ενώ το ανισοτροπικό μέρος της διατμητικής τάσης χαρακτηρίζει περιοχές με έντονη "συμπιεστότητα". Η σχέση των παραμορφώσεων που παρουσιάζονται στα σχήματα 34 έως 38 μελετάται σε σχέση με τα σεισμολογικά-γεωδαιτικά αποτελέσματα στο επόμενο κεφάλαιο.

ΔΙΑΣΤΑΛΤΙΚΟΤΗΤΑ

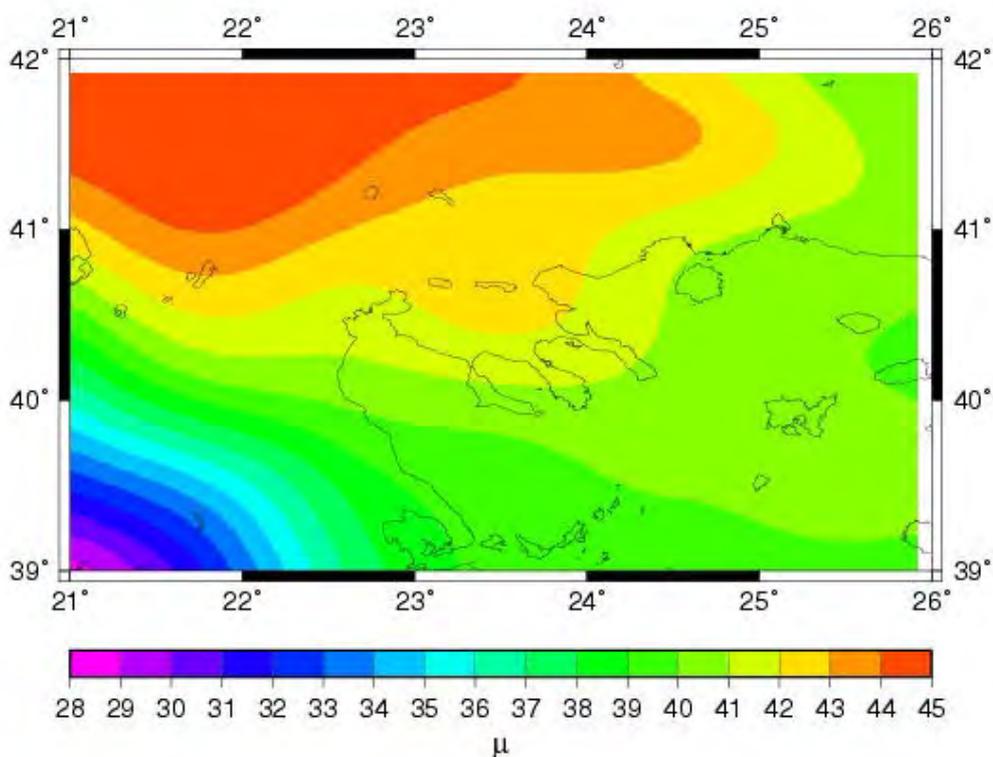


Σχήμα 34. Κατανομή της διασταλτικότητας, όπως προκύπτει από τιμές των βαρυτικών μετρήσεων. Οι τιμές είναι πολλαπλασιασμένες με 10³.

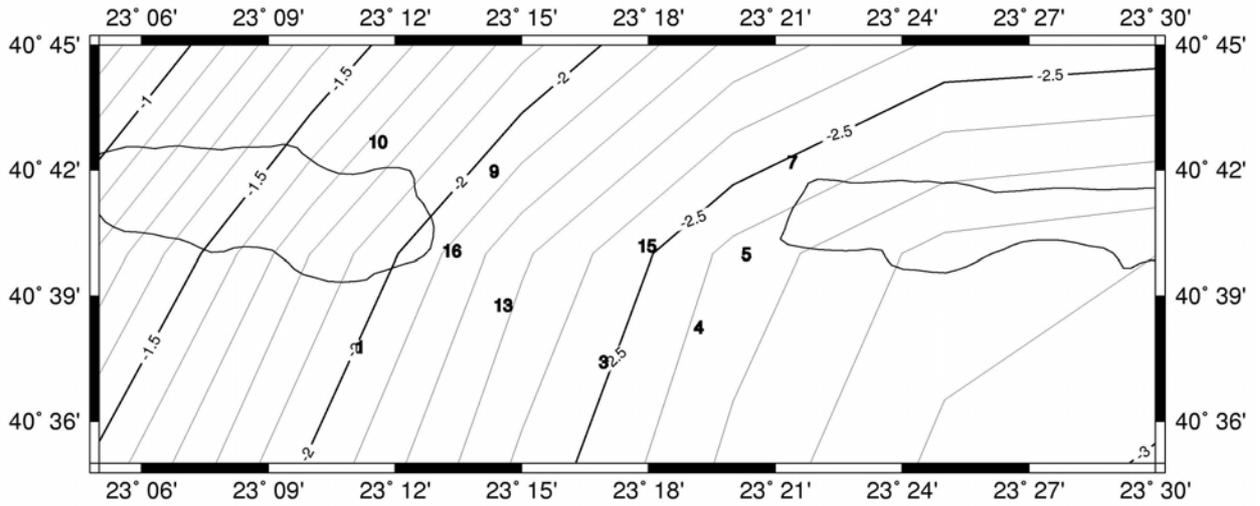
ΜΕΓΙΣΤΗ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΗ ΤΑΣΗ



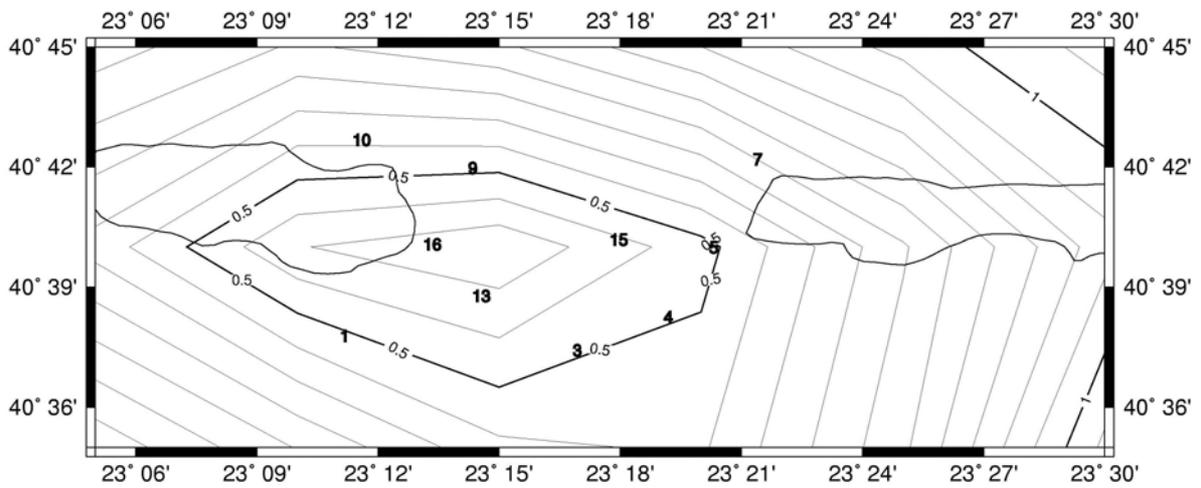
Σχήμα 35. Κατανομή της μέγιστης διατμητικής παραμόρφωσης, όπως προκύπτει από τιμές των βαρυτικών μετρήσεων H . Οι τιμές είναι πολλαπλασιασμένες με 10^3 .



Σχήμα 36. Το γεωειδές στην περιοχή μελέτης (σε μ .)



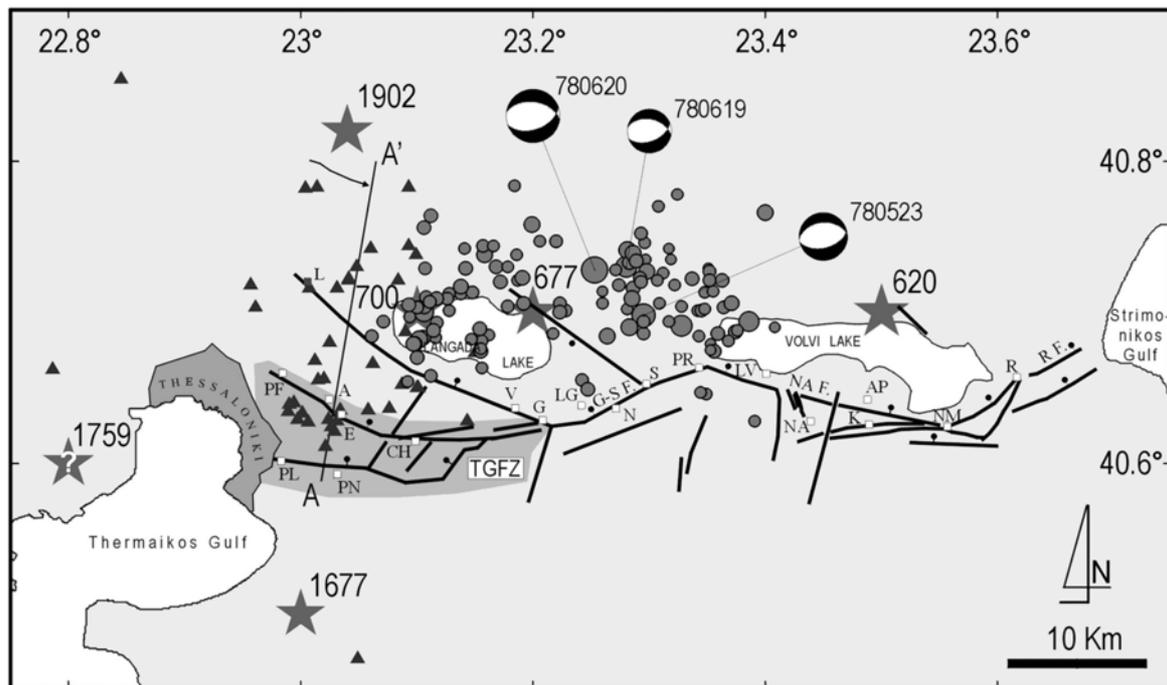
Σχήμα 37. Η διασταλτικότητα στην περιοχή της Μυγδονίας και τα σημεία ελέγχου. Οι τιμές είναι πολλαπλασιασμένες με 10^3 .



Σχήμα 38. Η μέγιστη διατμητική τάση στην περιοχή της Μυγδονίας και τα σημεία ελέγχου. Οι τιμές είναι πολλαπλασιασμένες με 10^3 .

5. ΠΕΔΙΟ ΕΝΕΡΓΟΥ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΑΠΟ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Τα αποτελέσματα που παρουσιάστηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια είναι σημαντικό να εξετασθούν συνδυαστικά με στόχο τόσο την μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης, όσο και την διερεύνηση του σεισμικού δυναμικού των ενεργών σεισμικών ζωνών στην ευρύτερη περιοχή Θεσσαλονίκης. Η διερεύνηση αυτή είναι ιδιαίτερα σημαντική λόγω της εγγύτητας της σεισμικής ζώνης της ευρύτερης Μυγδονίας λεκάνης στην μητροπολιτική περιοχή Θεσσαλονίκης και στις κύριες περιοχές επέκτασής της, η οποία γίνεται κυρίως στο ανατολικό τμήμα της πόλης. Η παραπάνω διαπίστωση γίνεται εμφανής από το σχήμα 39 (τροποποιημένο από τους Tranos et al, 2003), όπου παρουσιάζεται η σεισμική ζώνη της Μυγδονίας λεκάνης και οι προέκτασή της προς την περιοχή Ρεντίνας στα ανατολικά, αλλά και με το ρήγμα Γερακαρούς-Θεσσαλονίκης προς τα δυτικά (περιοχή Θεσσαλονίκης).



Σχήμα 39. Κύρια ρήγματα και σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης (τροποποιημένο από Tranos et al., 2003). Φαίνονται η σεισμική ακολουθία του 1978 (κύκλοι-Carver and Bolinger, 1981) και του 1999 στην περιοχή Ασβεστοχωρίου (τρίγωνα-Parazachos et al., 2000).

Η εξέταση του σχήματος (39) δείχνει πολλά ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά. Η μεταβολή της γεωμετρίας των ρηγμάτων στην περιοχή της λίμνης Λαγκαδά, της περιοχής μεταξύ των δύο λιμνών (ρήγμα Γερακαρού-Στίβου) και νότια της λίμνης Βόλβης (ρήγμα Νέας Απολλωνίας) βρίσκεται σε εξαιρετική συμφωνία με τη μεταβολή του πεδίου των τάσεων και των διανυσμάτων ολίσθησης (σχήματα 10 και 11), τόσο από τα σεισμολογικά όσο και από ανεξάρτητα νεοτεκτονικά δεδομένα (νεοτεκτονικά φύλλα *Λαγκαδάς* και *Θεσσαλονίκη*). Ταυτόχρονα, ενδιαφέρον παρουσιάζει και η επέκταση της ζώνης με το προτεινόμενο ρήγμα Γερακαρούς Θεσσαλονίκης (TGFZ) προς τα δυτικά, στην οποία φαίνεται το επίπεδο τάσεων να έχει ενισχυθεί μετά το σεισμό του 1978 (Tranos et al., 2003). Η ζώνη αυτή αποκτά ιδιαίτερη σημασία λόγω του καταστρεπτικού σεισμού του 1759 ο οποίος προκάλεσε σημαντικές καταστροφές στην πόλη της Θεσσαλονίκης και το σειсмоγόνο ρήγμα του οποίου είναι άγνωστο, αν και ιστορικά στοιχεία το τοποθετούν κοντά στην πόλη της Θεσσαλονίκης.

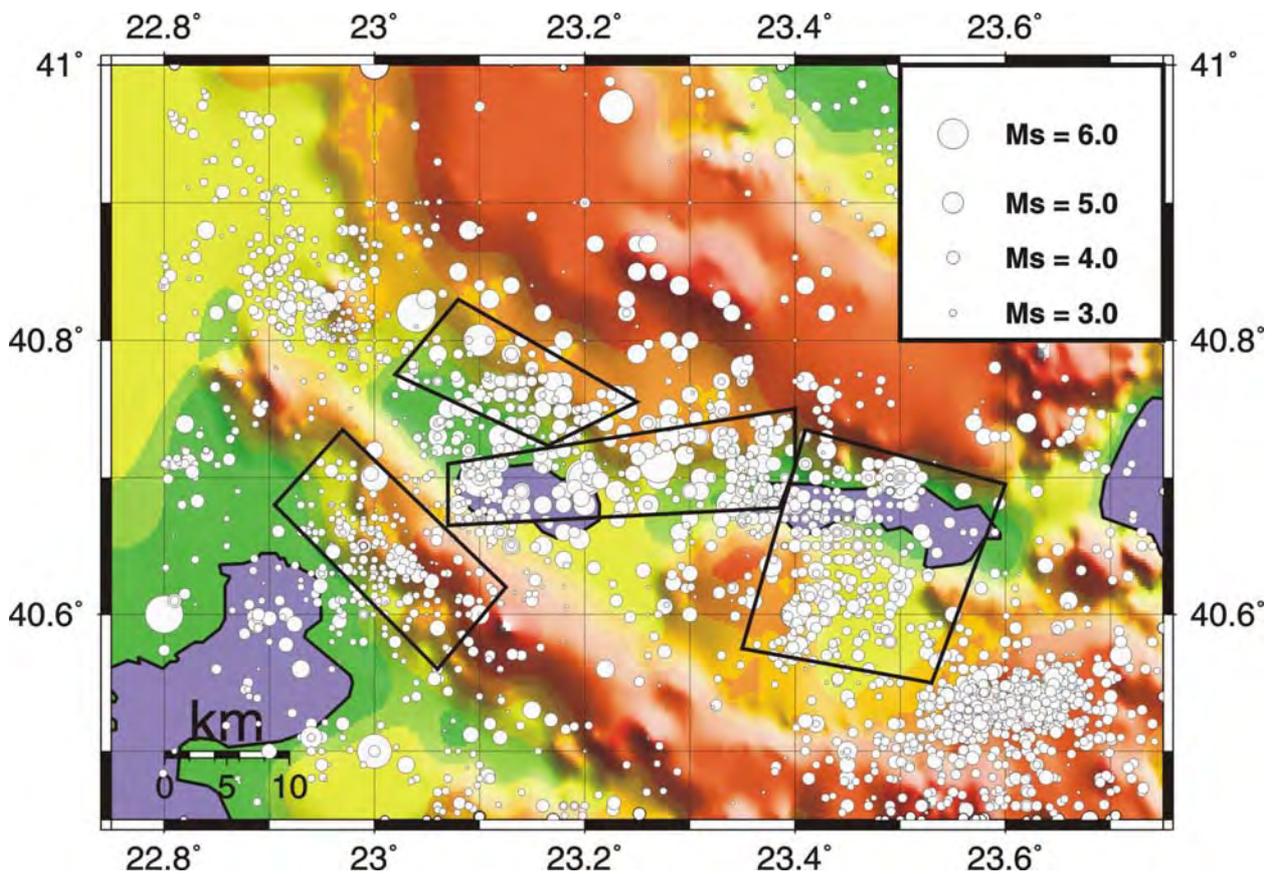
5.1. ΕΝΕΡΓΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για τη μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης στην ευρύτερη περιοχή Μυγδονίας εφαρμόστηκε αρχικά η μεθοδολογία η οποία περιγράφεται στο κεφάλαιο 3, στις ζώνες A (υποζώνες A1 και A2), B, και C οι οποίες παρουσιάζονται στα σχήματα 8 και 9. Η μέθοδος που εφαρμόστηκε για τον υπολογισμό του ρυθμού παραμόρφωσης στην περιοχή μελέτης απαιτεί εκτός των άλλων και την εξέταση της σεισμικότητας σε καθορισμένη περιοχή, της οποίας γνωρίζουμε εκ των προτέρων τις διαστάσεις (μήκος, πλάτος), τον προσανατολισμό του μεγάλου άξονα αυτής (αζιμούθιο), καθώς και το πάχος του σειсмоγόνου στρώματος (βλέπε κεφάλαιο 3). Απαραίτητο επίσης είναι τα σεισμολογικά στοιχεία τα οποία χρησιμοποιούνται να χαρακτηρίζονται από γνωστή πληρότητα για τη συγκεκριμένη περιοχή.

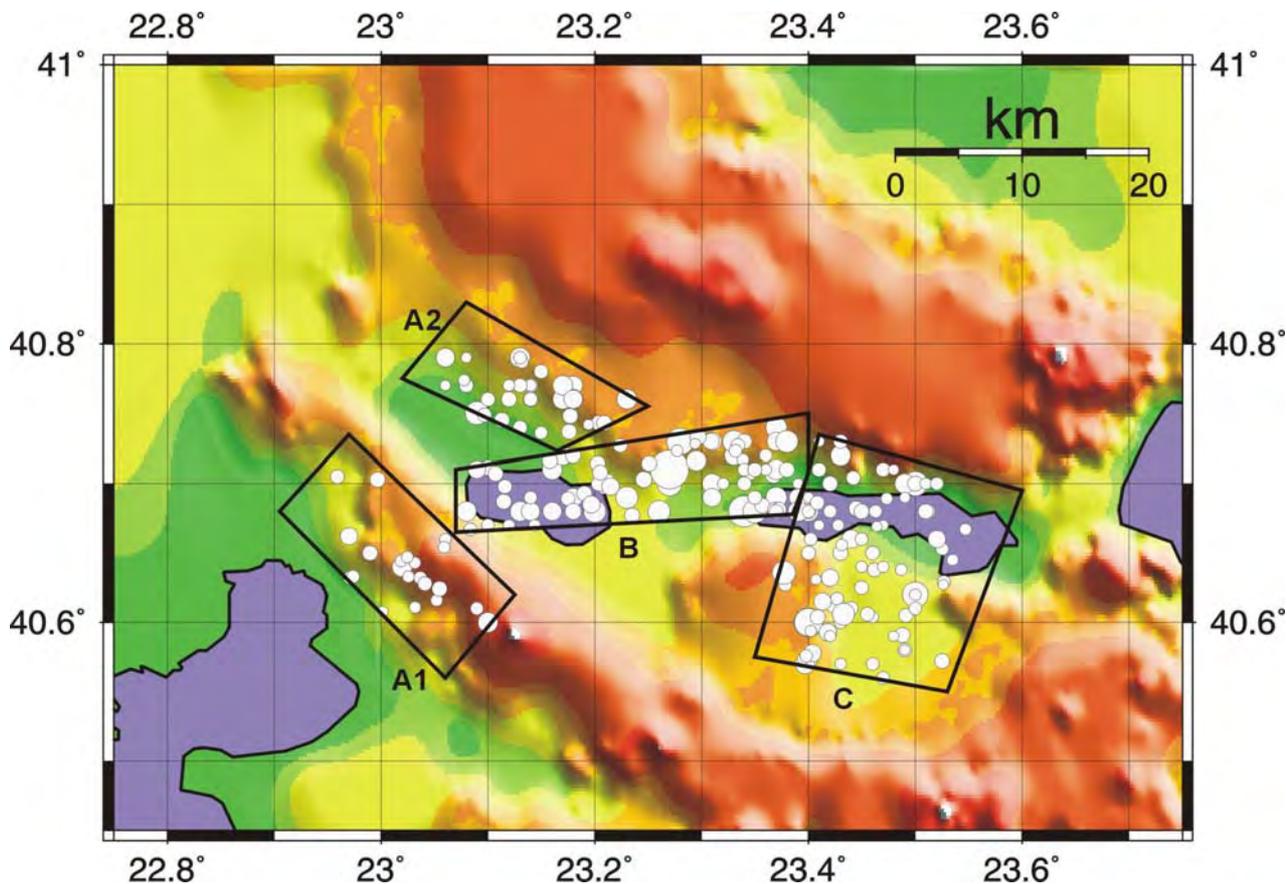
Τα σεισμολογικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής της Μυγδονίας βασίστηκαν στον κατάλογο των Papazachos et al. (2000), που περιέχει πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους (χρόνος γένεσης, επίκεντρο, εστιακό βάθος, μέγεθος) για περισσότερους από 100.000 σεισμούς που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή του Ελληνικού χώρου στη διάρκεια της χρονικής περιόδου 550 π.Χ.-2000. Από τον κατάλογο αυτό επιλέχθηκαν τα γεγονότα που αφορούσαν την περιοχή της Μυγδονίας και που οριοθετείται από τους παραλλήλους με γεωγραφικό πλάτος 40.45° N και 40.90° N και τους μεσημβρινούς με γεωγραφικό μήκος 22.80° E και 23.75° E.

Πρέπει να σημειωθεί ότι οι υποζώνες για τις οποίες επιλέχθηκαν να γίνουν υπολογισμοί δεν περιλάμβαναν το νότιο τμήμα της ζώνης TGFZ λόγω της ιδιαίτερα χαμηλής σεισμικότητάς της, η οποία δεν επέτρεπε τον αξιόπιστο υπολογισμό της ενεργού παραμόρφωσης. Το χαμηλό σεισμικό δυναμικό της περιοχής αυτής επιβεβαιώνεται και από τα αποτελέσματα τα οποία παρουσιάζονται στη συνέχεια.

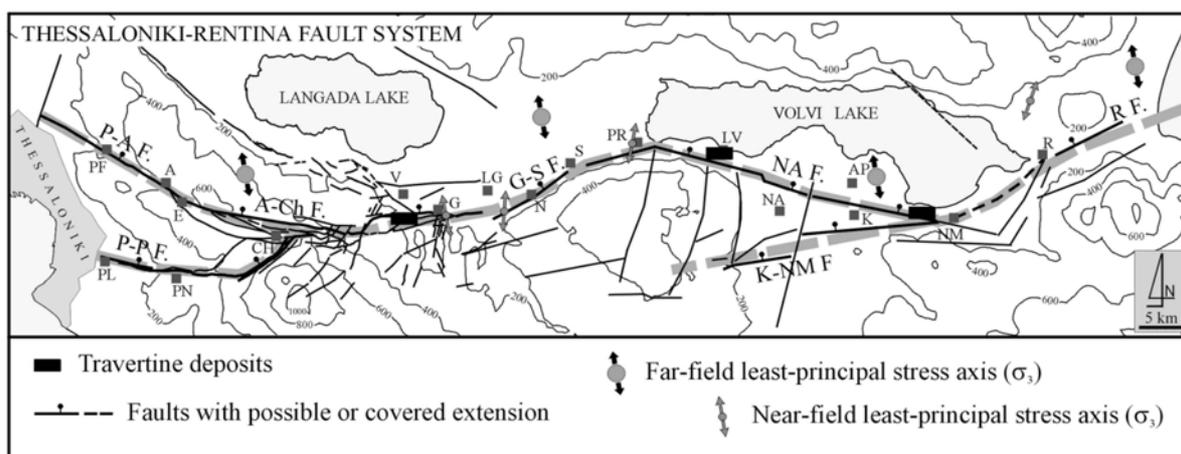
Στο σχήμα (40) παρουσιάζεται η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής μελέτης σύμφωνα με τον κατάλογο των Papazachos et al. (2000). Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζονται με πολύγωνα οι υποζώνες A (υποζώνες A1 και A2), B, και C, όπως τελικά καθορίστηκαν για τον υπολογισμό της ενεργού παραμόρφωσης με τη χρήση σεισμολογικών στοιχείων. Στο σχήμα (41) παρουσιάζεται η αντίστοιχη κατανομή της πλήρους σεισμικότητας μετά το 1911, χρησιμοποιώντας πληρότητες από τους Papazachos and Papazachou (2002) και Σκορδύλη (1985).



Σχήμα 40. Σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή Μυγδονίας με $M_w \geq 3.0$. Διακρίνονται τα όρια των ζωνών A1, A2, B και C που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της ενεργού παραμόρφωσης.



Σχήμα 41. Πλήρης σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή Μυγδονίας με $M_w \geq 3.0$ στις ζώνες A1, A2, B και C, που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της ενεργού παραμόρφωσης.



Σχήμα 42. Γενικός χάρτης του συστήματος ρηγμάτων Θεσσαλονίκης-Ρεντίνας (Tranos et al., 2003). Παρουσιάζεται το γενικό πεδίο τάσεων (μαύρα βέλη-Parazachos and Kiratzi, 1996, Tranos, 1998) και το τοπικό πεδίο τάσεων (Tranos and Mountrakis, 1998).

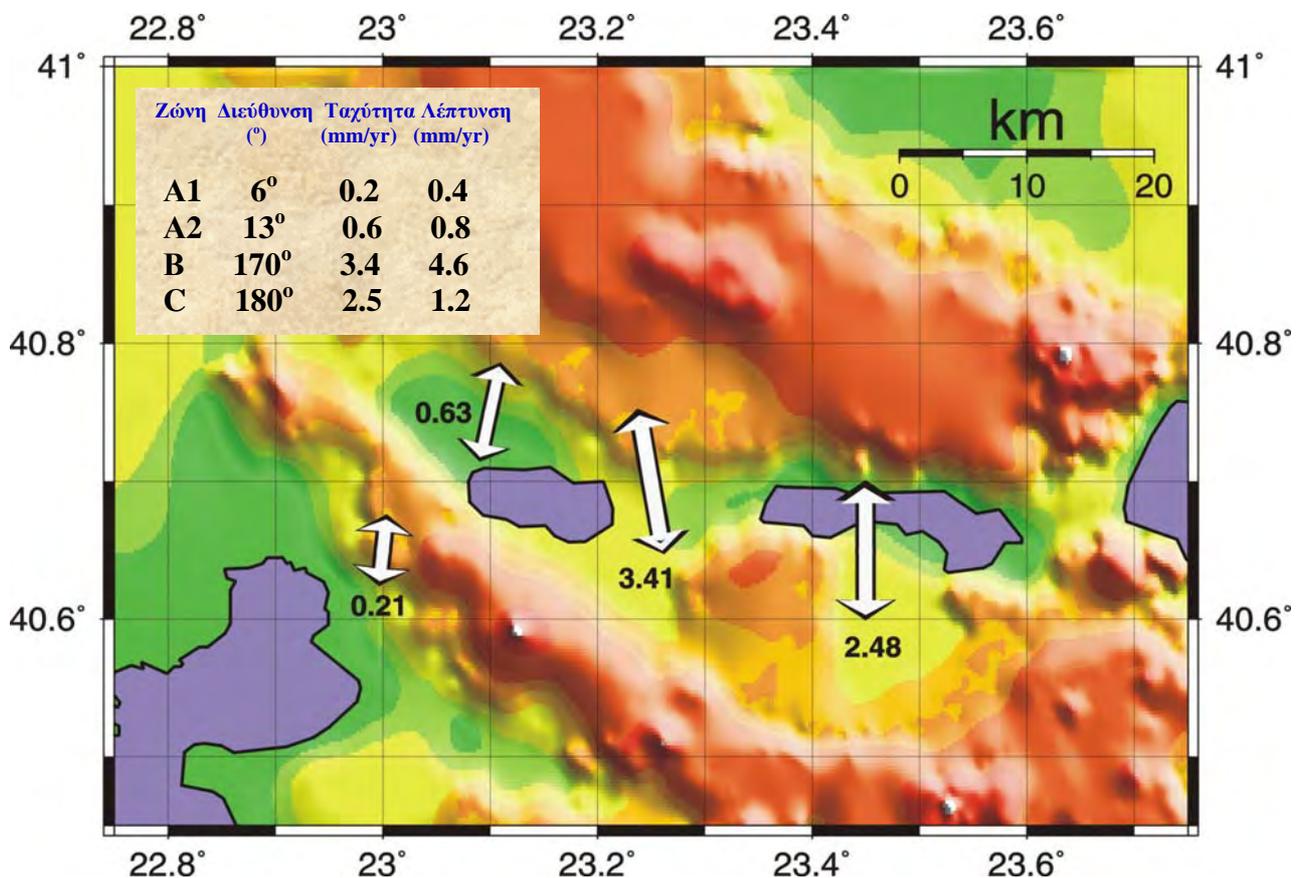
Λόγω της αναγκαιότητας διερεύνησης της λειτουργίας του ΒΔ-ρήγματος βόρεια της λίμνης Λαγκαδά και των ρηγμάτων νότια της λίμνης Λαγκαδά στην περιοχή Ασβεστοχωρίου (βόρειο τμήμα ζώνης TGFZ), οι υποζώνες A1 και A2 μελετήθηκαν ξεχωριστά σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης, θεωρώντας κοινό τον τρόπο (μηχανισμό) παραμόρφωσης. Οι βασικοί άξονες τάσεις για κάθε περιοχή υιοθετήθηκαν από τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στα σχήματα (8) και (9), τα οποία βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία και με τα πρόσφατα αποτελέσματα των Tranos et al. (2003) (σχήμα 42).

Στον Πίνακα 11 παρουσιάζονται τα βασικά γεωμετρικά στοιχεία και οι παράμετροι σεισμικότητας οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των ταχυτήτων παραμόρφωσης των ζωνών A1, A2, B και C. Για τη ζώνη A1 λόγω των περιορισμένων στοιχείων σχετικά με τη σεισμικότητά της χρησιμοποιήθηκαν δύο «σενάρια» σχετικά με το μέγιστο μέγεθος σεισμού το οποίο μπορεί να συμβεί (M_{max}) και υπολογίστηκαν δύο τιμές για τον ετήσιο ρυθμό έκλυσης σεισμικής ροπής. Τα τελικά αποτελέσματα αφορούν το «δυσμενέστερο» σενάριο (μέγιστο μέγεθος σεισμού $M_{max}=6.0$), το οποίο όμως πρέπει να θεωρηθεί και ως πιο ρεαλιστικό, λόγω του μεγέθους της ζώνης TGFZ (βλέπε και σχήματα 39 και 42).

ΖΩΝΗ	ΠΛΗΡΟΤΗΤΑ Έτος-Mmin	ΜΕΓΙΣΤΟ ΜΕΓΕΘΟΣ Mw,max			ΜΗΚΟΣ l1(km)	ΠΛΑΤΟΣ l2 (km)	ΑΖΙΜ. ξ	ΣΕΙΣ. ΡΟΠΗ Mo
			a	b				
A1	1911-5.0	5.5	3.36	1.05	20.6	9.1	134	0,18E+23
	1950-4.5	6.0	3.36	1.05				
	1965-4.3							
	1981-3.0							
A2	1911-5.0	5.9	3.58	1.03	17	7.9	115	0,56E+23
	1950-4.5							
	1965-4.3							
	1981-3.0							
B	1911-5.0	6.6	3.47	0.89	30.9	7.9	84	0,60E+24
	1950-4.5							
	1965-4.3							
	1981-3.0							
C	1911-5.0	6.6	4.02	1.05	17.9	20	105	0,25E+24
	1950-4.5							
	1965-4.3							
	1981-3.0							

Πίνακας 11. Τιμές των παραμέτρων παραμόρφωσης ανά τρίγωνο, όπως προκύπτουν από τη μεταβολή των συντεταγμένων των σημείων του δικτύου ελέγχου μεταξύ των περιόδων 1994 και 1997.

Στο σχήμα (43) παρουσιάζεται η τελική κατανομή των ταχυτήτων παραμόρφωσης για κάθε μία από τις τέσσερις ζώνες που μελετήθηκαν. Είναι εμφανής η σημαντική διαφοροποίηση η οποία εμφανίζεται όσον αφορά τις ταχύτητες παραμόρφωσης για τις τέσσερις ζώνες. Είναι προφανές ότι η κύρια παραμόρφωση εμφανίζεται στην περιοχή ανάμεσα στις λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη και δευτερευόντως νότια της λίμνης Βόλβης στο ρήγμα της Νέας Απολλωνίας. Αντίθετα, η περιοχή της λίμνης Λαγκαδά και ιδιαίτερα η περιοχή του προτεινόμενου ρήγματος TGFZ εμφανίζει πολύ μικρότερους ρυθμούς παραμόρφωσης. Τα αποτελέσματα αυτά και ιδιαίτερα η συγκέντρωση της παραμόρφωσης στην περιοχή ανάμεσα στις λίμνες επιβεβαιώνονται και από το σχήμα (38), όπου τα ανεξάρτητα βαρυτικά-γεωδαιτικά δεδομένα αναδεικνύουν τη συγκέντρωση της διατμητικής παραμόρφωσης στην περιοχή μεταξύ των λιμνών Λαγκαδά και Βόλβης.



Σχήμα 43. Μέγιστες οριζόντιες ταχύτητες παραμόρφωσης (σε mm/yr) για την περιοχή Μυγδονίας και τις τέσσερις περιοχές του σχήματος 40 που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία. Σημειώστε τη σημαντική αύξηση της εφελκυστικής παραμόρφωσης στο κεντρικό τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης (σεισμογόνος χώρος σεισμού 1978, M=6.5).

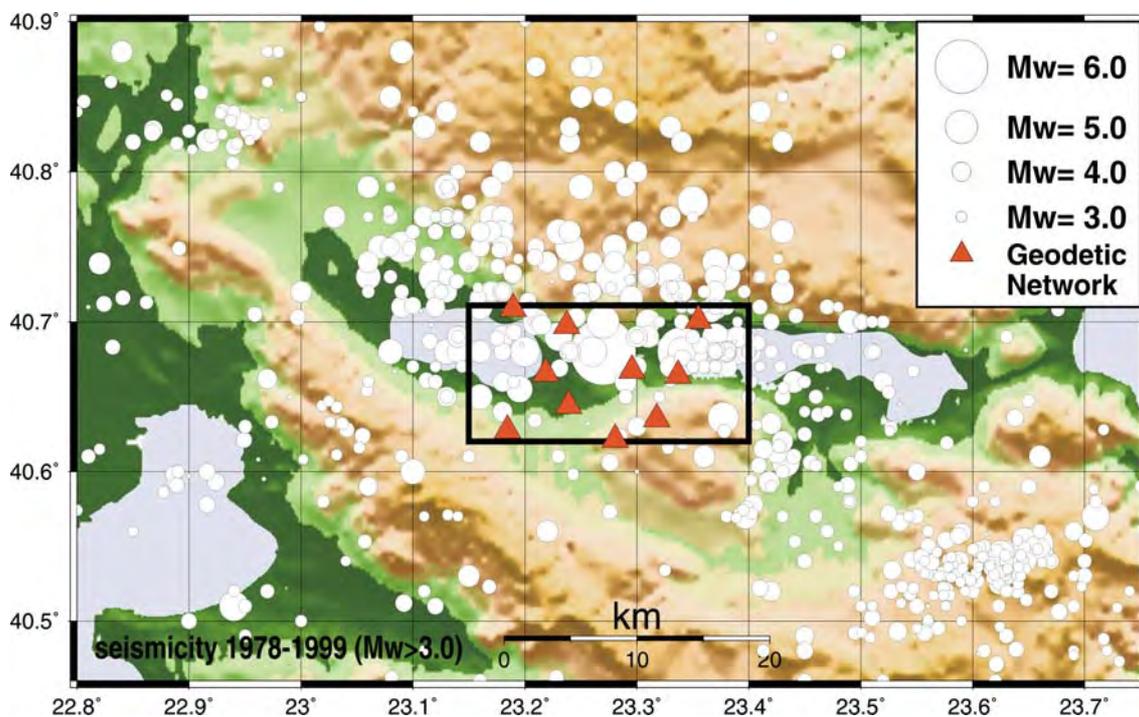
Τα αποτελέσματα του σχήματος (43), σε συνδυασμό με το σχήμα (38) δείχνουν μία σαφή εικόνα σχετικά με το ενεργό (σεισμικό) δυναμικό της κύριας σεισμικής ζώνης Θεσσαλονίκης-Ρεντίνας. Είναι εμφανές ότι το κεντρικό τμήμα της ζώνης (περιοχή Γερακαρού-Στίβου) παρουσιάζει και τους υψηλότερους ρυθμούς παραμόρφωσης, με σημαντικό αριθμό ισχυρών σεισμικών γεγονότων τόσο πρόσφατα (π.χ. 1978) όσο και σε ιστορικούς χρόνους (620, 677, 700, κλπ.). Προφανώς, η διαπίστωση αυτή δεν αποκλείει τη γένεση σεισμών σε άλλα ρήγματα της περιοχής, όπως π.χ. 1902 στην Άσσηρο ή του σεισμού του 1759 ο οποίος πιθανολογείται ότι οφείλεται σε διάρρηξη του TGFZ, αν και θα μπορούσε επίσης να έχει συμβεί στην περιοχή του Στίβου. Επιπλέον δεν μπορεί να αποκλείσει τη δυνατότητα γένεσης ενός σχετικά ισχυρού σεισμού στο άμεσο μέλλον κοντά στο μητροπολιτικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης (π.χ. ρήγμα TGFZ), ιδιαίτερα εάν λάβουμε υπ' όψη ανεξάρτητα στοιχεία (Tranos et al., 2003). Όμως, θα πρέπει να επισημανθεί ότι η «μεσοσταθμική» συμπεριφορά της περιοχής σαφώς αποδεικνύει την ιδιαίτερη σημασία της περιοχής μεταξύ των λιμνών Λαγκαδά και Βόλβης για την ενεργό τεκτονική, που την αναδεικνύει ως την πιο σημαντική για την πόλη της Θεσσαλονίκης. Είναι προφανές ότι τόσο τα σεισμολογικά, όσο και τα γεωδαιτικά στοιχεία πρέπει να διερευνηθούν τη δυνατότητα μελέτης της χρονικής μεταβολής της ενεργού παραμόρφωσης, με στόχο την παροχή πιο ακριβών πληροφοριών σχετικά με την πιθανότητα σεισμικής δραστηριοποίησης στο άμεσο μέλλον. Μία τέτοια προσπάθεια παρουσιάζεται στη συνέχεια για το κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης.

5.2. ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΟ ΚΕΝΤΡΙΚΟ ΤΜΗΜΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ

Τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στα σχήματα (22) και (23) σχετικά με την παραμόρφωση στην περιοχή μεταξύ των λιμνών Λαγκαδά και Βόλβης δίνουν τη δυνατότητα για τη λεπτομερή μελέτη της χρονικής μεταβολής της παραμόρφωσης στην περιοχή αυτή. Θα πρέπει να επισημανθεί ότι η περιοχή που καλύπτεται από το γεωδαιτικό δίκτυο του σχήματος (13) δεν ταυτίζεται με τη ζώνη Β που μελετήθηκε προηγουμένως (π.χ. σχήμα 41), αλλά είναι σημαντικά μεγαλύτερη. Για το λόγο αυτό μελετήθηκε ξεχωριστά η ενεργός παραμόρφωση στην περιοχή που αντιστοιχεί στο γεωδαιτικό δίκτυο με τη χρήση των σεισμολογικών, νεοτεκτονικών και γεωδαιτικών δεδομένων που ήταν διαθέσιμα για την περιοχή αυτή.

Στο σχήμα 44 παρουσιάζονται για την περιοχή αυτή οι σεισμοί με μέγεθος $M_w \geq 3.0$ για τη χρονική περίοδο 1977-1999. Η περιοχή που περικλείεται του παραλληλογράμμου στο κέντρο του χάρτη είναι αυτή στην οποία εστιάστηκε η μελέτη της χρονικής μεταβολής της

παραμόρφωσης. Στην περιοχή αυτή είχε εγκατασταθεί το 1979 (ένα χρόνο μετά το μεγάλο σεισμό της 20¹⁵ Ιουνίου 1978) ένα γεωδαιτικό δίκτυο από το Τμήμα Γεωδαισίας και Τοπογραφίας του Α.Π.Θ. (Vlachos, 1980), στο οποίο και πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις για 20 χρόνια. 10 από τα σημεία του δικτύου εμφανίζονται στο σχήμα και στην ουσία είναι αυτά που οριοθετούν την περιοχή όπου μελετήθηκε η παραμόρφωση (βλέπε και σχήμα 13). Η περιοχή αυτή βρίσκεται μεταξύ των παραλλήλων με γεωγραφικό πλάτος 40.62° N και 40.711° N και των μεσημβρινών με γεωγραφικό μήκος 23.15° E και 23.40° E. Το μήκος της ζώνης αυτής υπολογίστηκε στα 21.4 km το πλάτος 10 km, ενώ η διεύθυνση του μέγιστου άξονα της είναι Ανατολή-Δύση, δηλαδή έχει άξιμούθιο περίπου ίσο με 90°.

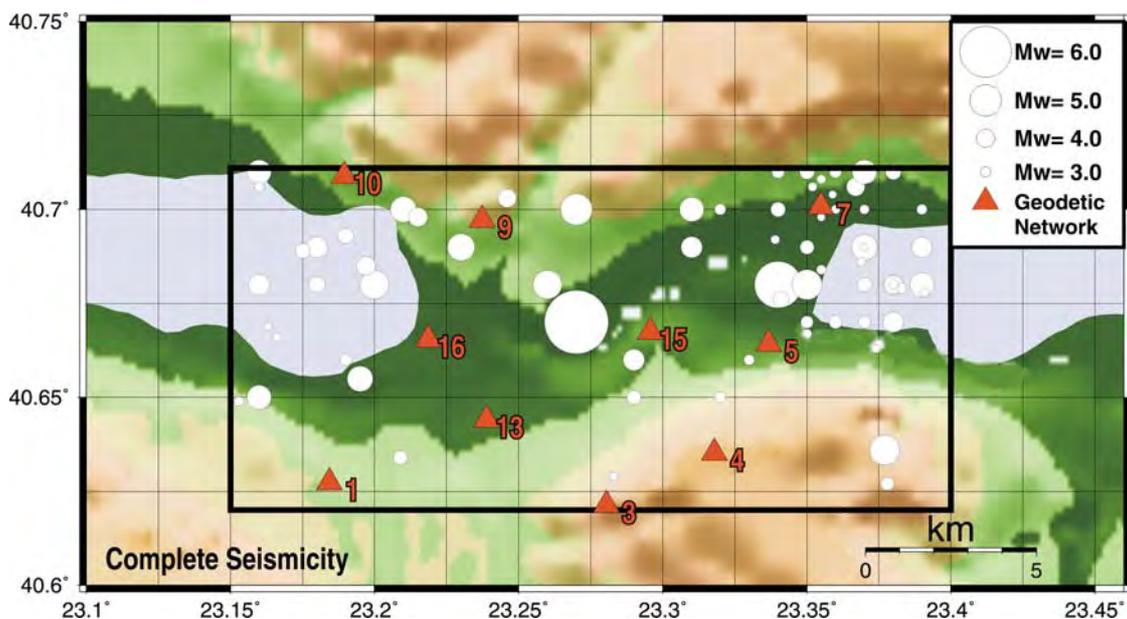


Σχήμα 44. Σεισμοί με $M_w \geq 3.0$ στην ευρύτερη περιοχή μελέτης κατά τη χρονική διάρκεια 1977-99. Διακρίνεται οριοθετημένη η περιοχή καθώς και τα σημεία του γεωδαιτικού δικτύου.

Έχοντας καθορίσει τις διαστάσεις και τη θέση της περιοχής στο χώρο μπορούμε να προχωρήσουμε στο επόμενο βήμα της μελέτης που αφορά στον καθορισμό της σεισμικότητας με γνωστή πληρότητα, για τον οποίο πρέπει να είναι γνωστά όλα τα στοιχεία που αφορούν στην πληρότητα, όπως το έτος αλλά και το μέγεθος των σεισμικών γεγονότων πέρα από τα οποία έχουμε πλήρη στοιχεία. Για την περιοχή του ενδιαφέροντος της εργασίας αυτής χρησιμοποιήθηκαν οι πληρότητες των Papazachos and Papazachou (2002) σε

συνδυασμό με τα αποτελέσματα του Σκορδύλη (1985). Μετά από μελέτη της χρονικής κατανομής της σεισμικότητας φάνηκε ότι για την περιοχή αυτή ήταν προτιμότερο να υιοθετηθούν λίγο διαφοροποιημένα κριτήρια πληρότητας και έτσι θεωρήθηκαν πλήρη τα στοιχεία από το 1911 για σεισμούς με $M_w \geq 5.2$, από το 1950 για γεγονότα με $M_w \geq 5.0$, από το 1965 τα δεδομένα με $M_w \geq 4.5$ και τέλος από το 1981 μέχρι σήμερα η πληρότητα υιοθετήθηκε για όλα τα σεισμικά γεγονότα που είχαν μέγεθος $M_w \geq 2.6$. Πρέπει να επισημανθεί ότι υπολογισμοί με την πληρότητα που παρουσιάζεται στον Πίνακα 11 δεν οδηγεί σε ουσιαστικές διαφορές στα αποτελέσματα που παρουσιάζονται παρακάτω.

Με βάση τις παραπάνω τιμές για την πληρότητα και το διαχωρισμό της περιοχής μελέτης δημιουργήθηκε ο χάρτης του σχήματος 45, στον οποίο αγνοείται η σεισμικότητα εκτός της οριοθετημένης περιοχής, αλλά και τα γεγονότα που δεν πληρούν τις προδιαγραφές που ορίζει η πληρότητα. Στο ίδιο σχήμα εμφανίζονται επίσης οι θέσεις των σημείων που αποτελούν το τοπικό γεωδαιτικό δίκτυο της περιοχής (σχήμα 13).



Σχήμα 45. Σεισμικότητα με πληρότητα στην περιοχή του γεωδαιτικού δικτύου. Οι αριθμοί αναφέρονται στα γεωδαιτικά σημεία όπως ορίστηκαν από τον Vlachos (1980)

Αναλύοντας την πλήρη σεισμικότητα στην καθορισμένη ζώνη, από τη σχέση *Gutenberg-Richter*

$$\text{Log}N = a - bM$$

υπολογίστηκε η τιμή του παράγοντα a για ένα έτος. Για τον υπολογισμό αυτό χρησιμοποιήθηκε κώδικας γλώσσας προγραμματισμού *FORTRAN* ο οποίος εφαρμόστηκε για

τη χρονική περίοδο 1911-2000 (89 έτη). Η τιμή της σταθεράς b υιοθετήθηκε ίση με 0.76, τιμή που αποτελεί καλή προσέγγιση για τη μέση τιμή του 20^ο αιώνα. Με τα δεδομένα αυτά υπολογίστηκε η τιμή της σταθεράς a ίση με 2.86, ανηγμένη σε ένα έτος παρατήρησης.

Τα στοιχεία της σεισμικής ζώνης, η πληρότητα, το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος, αλλά και οι τιμές των a και b παρουσιάζονται στον πίνακα 12.

ΟΡΙΑ ΖΩΝΗΣ		ΧΡΟΝΟΣ	ΠΛΗΡΟΤΗΤΑ	ΜΕΓ. ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ		ΜΗΚΟΣ	ΠΛΑΤΟΣ	Az
φ° N	λ° E	t	Mmin	Mw,max	a	b	(km)	(km)	(°)
40.620	23.150	1911	5.2	6.6	2.86	0.76	21.4	10	90
40.620	23.400	1950	5.0						
40.711	23.400	1965	4.5						
40.711	23.150	1981	2.6						

Πίνακας 12. Στοιχεία σεισμικής ζώνης που χρησιμοποιήθηκαν. Όρια ζώνης, πληρότητα, παράμετροι της σχέσης Gutenberg-Richter, διαστάσεις περιοχής και διεύθυνση του μεγάλου άξονα αυτής.

Οι τιμές αυτές των παραμέτρων a και b είναι αντιπροσωπευτικές για την περίοδο των 100 τελευταίων χρόνων (89 για την ακρίβεια), αλλά όχι για μικρότερα χρονικά διαστήματα. Έτσι η περίοδος στην οποία θέλαμε να μελετήσουμε την ενεργό παραμόρφωση χωρίστηκε σε ζετίες με επικάλυψη ενός έτους. Ο ίδιος τρόπος υπολογισμού εφαρμόστηκε για την περίοδο 1977-1999 χωρισμένη σε ζετίες, χρησιμοποιώντας την ίδια προσέγγιση και οδήγησε σε εκτιμήσεις της παραμέτρου a για κάθε μια από τις περιόδους αυτές, ανηγμένη βέβαια σε ένα έτος.

Το τελευταίο στάδιο της επεξεργασίας αποτέλεσε ο προσδιορισμός της σεισμικής παραμόρφωσης στην κεντρική περιοχή της λεκάνης, όπως αυτή έχει οριοθετηθεί νωρίτερα (σχήματα 44 και 45). Για τον υπολογισμό αυτό χρησιμοποιήθηκε κώδικας *FORTRAN* ο οποίος χρησιμοποιεί τα στοιχεία των μέσων μηχανισμών γένεσης (παράταξη, διεύθυνση ολίσθησης και γωνία ολίσθησης), το μέγιστο καταγεγραμμένο σεισμικό μέγεθος, καθώς και τους παράγοντες a και b της σχέσης Gutenberg-Richter, όπως αυτοί υπολογίστηκαν νωρίτερα, με τη χρήση σεισμικών στοιχείων με πληρότητα. Για την τιμή του b υιοθετήθηκε η μέση αιώνια τιμή (ίση με 0.76) για όλη την εξεταζόμενη χρονική περίοδο με πλήρη δεδομένα (89 έτη), ενώ το a προσδιορίστηκε, όπως προαναφέρθηκε, για κάθε τριετία. Η εφαρμογή του κώδικα αυτού έγινε 22 φορές, μία για κάθε ζετία με την επικάλυψη που αναφέρθηκε νωρίτερα, καθώς και μία φορά για το σύνολο της χρονικής περιόδου 1911-1999.

Από την επεξεργασία αυτή των δεδομένων προκύπτουν σημαντικές πληροφορίες τόσο για το ρυθμό παραμόρφωσης όσο και για την ταχύτητα παραμόρφωσης στη σεισμική

ζώνη για τις διάφορες χρονικές περιόδους, ενώ υπολογίστηκε και ο ρυθμός έκλυσης σεισμικής ροπής M_0 . Χρησιμοποιώντας τα στοιχεία του πίνακα 12, αλλά και τις τιμές των παραμέτρων a και b όπως καθορίστηκαν νωρίτερα, υπολογίστηκαν οι παραπάνω πληροφορίες για κάθε περίοδο. Για κάθε περίπτωση προσδιορίστηκαν οι τιμές του τανυστή του ρυθμού παραμόρφωσης για τον οποίο έχουν περιστραφεί οι άξονες του συστήματος αναφοράς στο Βορρά, την Ανατολή και τον κατακόρυφο άξονα. Για το ίδιο στραμμένο σύστημα υπολογίστηκε ο τανυστής της ταχύτητας, ενώ τέλος υπολογίστηκαν τα ιδιοσυστήματα του τανυστή ταχύτητας παραμόρφωσης και την διεύθυνση και την κλίση αυτών. Ας σημειωθεί ότι και οι δύο τανυστές περιγράφονται από έναν πίνακα 3X3, όπου η πρώτη συνιστώσα αντιστοιχεί στο Βορρά, η δεύτερη στην Ανατολή και η τρίτη στην κατακόρυφη διεύθυνση.

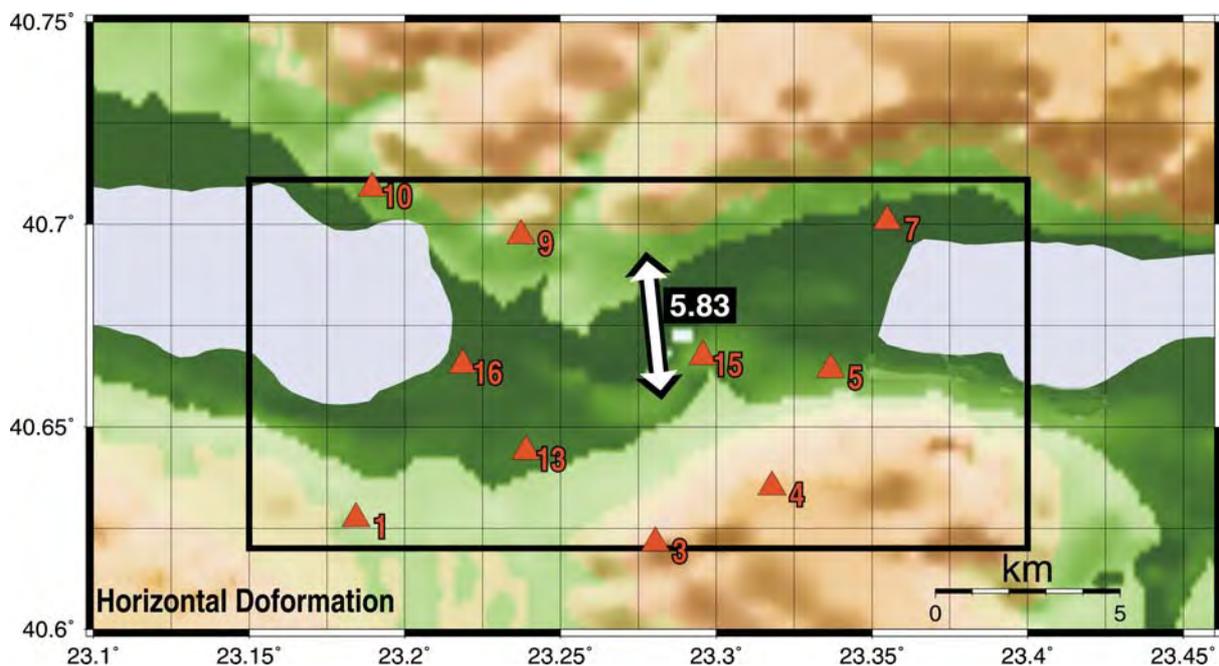
Χρ. Περίοδος	afix	bfix	M_0 (dyn.cm/yr)	Οριζ. Παραμόρφωση (cm/yr)	Κατακορ. Παραμόρφωση (cm/yr)
77 (1977-1979)	4.01	0.76	1.5519E+25	8.23579	14.25574
78 (1978-1980)	4.01	0.76	1.5519E+25	8.23579	14.25574
79 (1979-1981)	3.02	0.76	1.5880E+24	0.84276	1.45878
80 (1980-1982)	3.04	0.76	1.6629E+24	0.88248	1.52753
81 (1981-1983)	3.04	0.76	1.6629E+24	0.88248	1.52753
82 (1982-1984)	3.00	0.76	1.5166E+24	0.80483	1.39312
83 (1983-1985)	2.98	0.76	1.4483E+24	0.76861	1.33042
84 (1984-1986)	3.12	0.76	1.9992E+24	1.06097	1.83649
85 (1985-1987)	2.83	0.76	1.0253E+24	0.54413	0.94187
86 (1986-1988)	2.82	0.76	1.0020E+24	0.53175	0.92043
87 (1987-1989)	2.71	0.76	7.7779E+23	0.41277	0.71448
88 (1988-1990)	3.04	0.76	1.6629E+24	0.88248	1.52753
89 (1989-1991)	3.08	0.76	1.8233E+24	0.96762	1.67490
90 (1990-1992)	3.07	0.76	1.7818E+24	0.94559	1.63678
91 (1991-1993)	2.62	0.76	6.3221E+23	0.33551	0.58075
92 (1992-1994)	2.43	0.76	4.0819E+23	0.21662	0.37496
93 (1993-1995)	2.04	0.76	1.6629E+23	0.08825	0.15275
94 (1994-1996)	2.13	0.76	2.0458E+23	0.10857	0.18793
95 (1995-1997)	1.96	0.76	1.3831E+23	0.07340	0.12705
96 (1996-1998)	1.80	0.76	9.5688E+22	0.05078	0.08790
97 (1997-1999)	1.78	0.76	9.1382E+22	0.04850	0.08394
1911-99	2.86	0.76	1.0986E+24	0.58305	1.00923

Πίνακας 13. Τιμές των παραμέτρων a και b που χρησιμοποιήθηκαν σε συνδυασμό με το ρυθμό σεισμικής ροπής M_0 , την οριζόντια και την κατακόρυφη παραμόρφωση για κάθε χρονική περίοδο.

Με βάση την παραπάνω επεξεργασία προέκυψαν τα αποτελέσματα που εμφανίζονται στον Πίνακα 13, στον οποίο παρουσιάζεται η ενεργός σεισμική παραμόρφωση για κάθε

χρονική περίοδο στην επιλεγμένη ζώνη, όπως προέκυψε από την παραπάνω επεξεργασία. Συγκεκριμένα, παρουσιάζονται ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ροπής, οι ταχύτητες της οριζόντιας και της κατακόρυφης παραμόρφωσης, καθώς και οι τιμές των παραμέτρων a και b που χρησιμοποιήθηκαν για κάθε χρονική περίοδο.

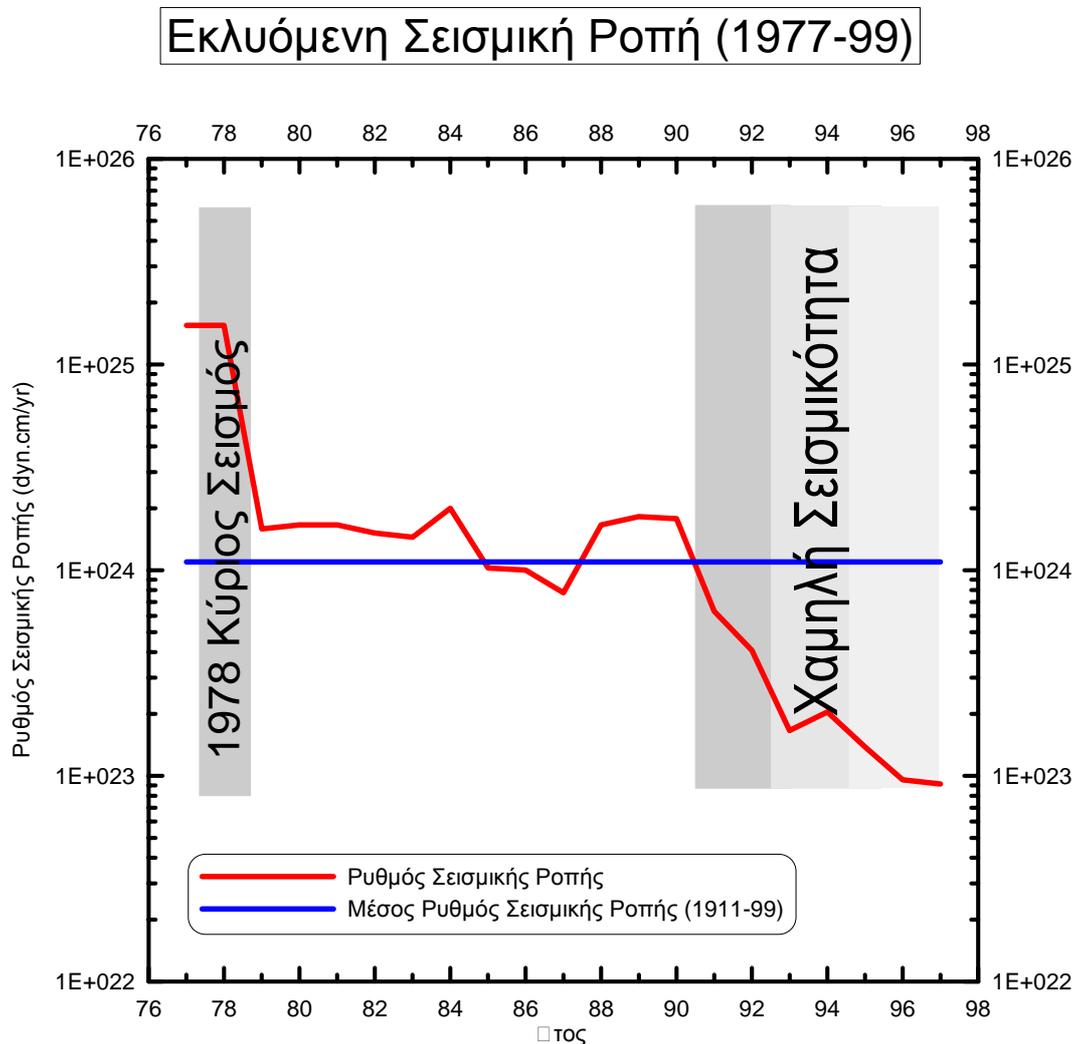
Στο χάρτη του σχήματος (46) παρουσιάζεται το διάνυσμα που αντιστοιχεί στη μέση επιφανειακή παραμόρφωση για την περίοδο μελέτης. Η θέση και το μήκος του διανύσματος είναι αντιπροσωπευτικά και έχουν τοποθετηθεί στο κέντρο της λεκάνης ενώ η διεύθυνση του είναι αυτή που έχει προσδιοριστεί από τα σεισμολογικά-νεοτεκτονικά στοιχεία (174°).



Σχήμα 46. Απεικόνιση στο χάρτη της μέσης ετήσιας επιφανειακής παραμόρφωσης. Η αναγραφόμενη τιμή της ταχύτητας παραμόρφωσης είναι σε mm/yr.

Από τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στον Πίνακα 13 προκύπτουν σημαντικά συμπεράσματα για την σεισμικότητα της περιοχής από το 1977 ως το 2000 και το ρυθμό παραμόρφωσης της περιοχής μελέτης. Η διεύθυνση της παραμόρφωσης στο οριζόντιο επίπεδο υπολογίστηκε ίση με 174° δηλαδή περίπου B-N με ελαφρά απόκλιση προς ΒΔ-ΝΑ. Η μέση τιμή της ταχύτητας του εφελκυσμού εκτιμάται στα 0.58 cm/yr, ενώ η λέπτυνση (κατακόρυφη παραμόρφωση) φαίνεται να είναι σχεδόν διπλάσια. Σημειώνεται ότι η τιμή που υπολογίστηκε είναι μεγαλύτερη από αυτή που εκτιμήθηκε προηγουμένως για τη ζώνη Β (σχήμα 43), λόγω του μεγαλύτερου πλάτους της περιοχής μελέτης, η οποία παρουσιάζει χωρικά κατανεμημένη παραμόρφωση και κατά συνέπεια μεγαλύτερη ταχύτητα

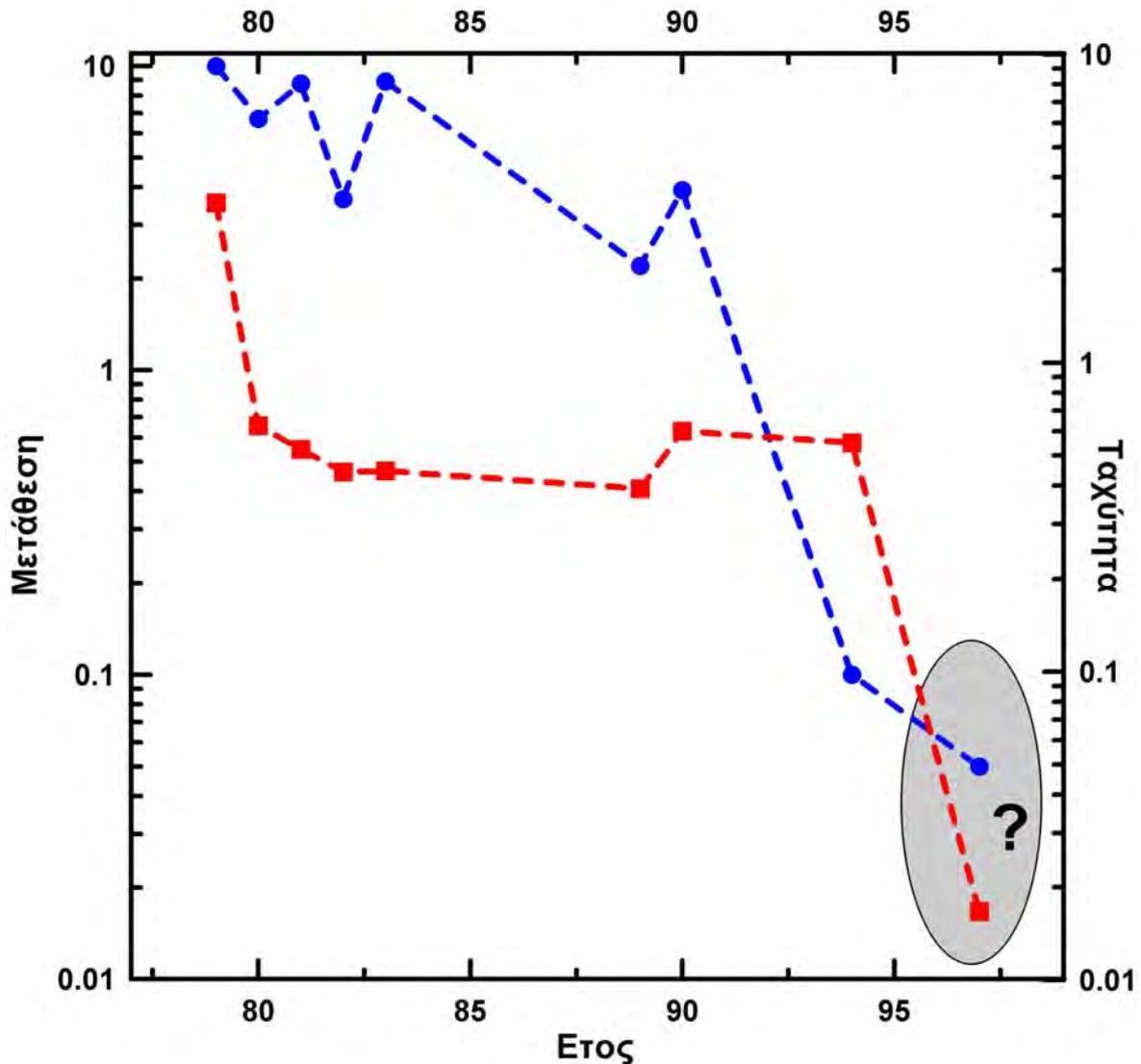
απομάκρυνσης του βορειότερου και νοτιότερου σημείου της περιοχής που παρουσιάζεται στο σχήμα (45) και η οποία μελετάται εδώ.



Σχήμα 47. Γραφική παράσταση του ρυθμού έκλυσης σεισμικής ροπής με το χρόνο (σε έτη), σε σχέση με το μέση τιμή για τη χρονική περίοδο 1911-99.

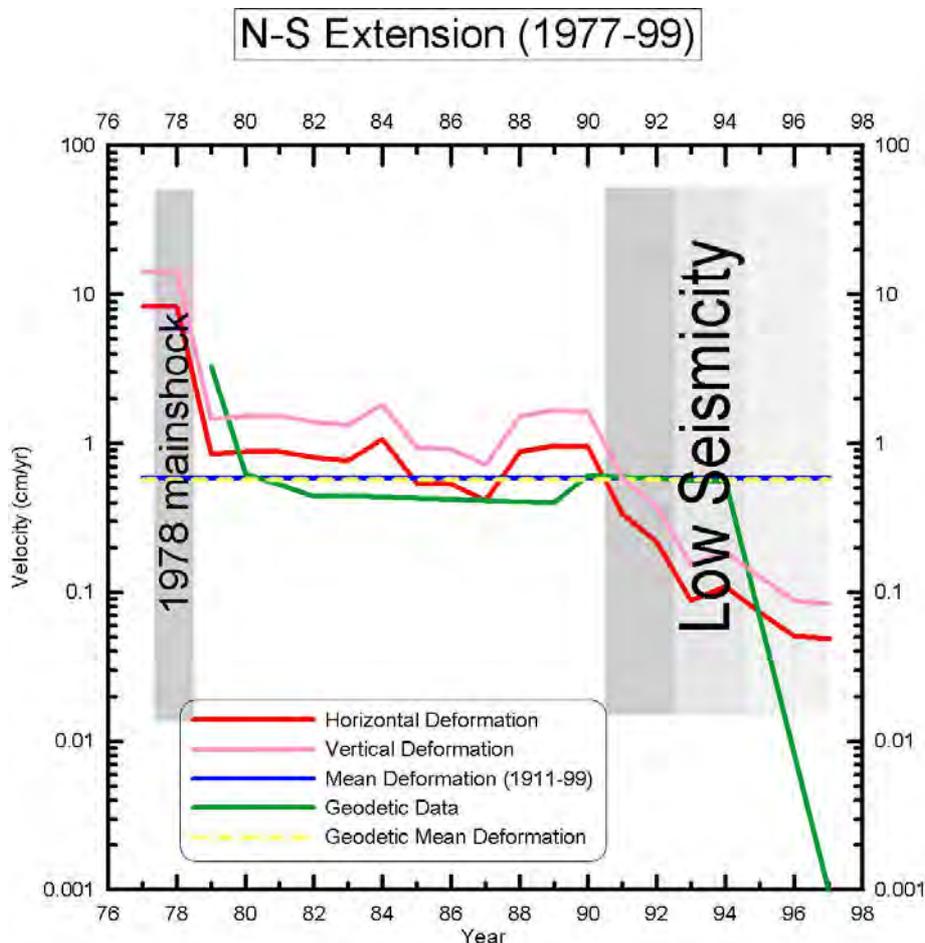
Έχει ιδιαίτερη σημασία να μελετήσουμε τις μεταβολές με το χρόνο του ρυθμού έκλυσης σεισμικής ροπής αλλά και της οριζόντιας και της κατακόρυφης παραμόρφωσης. Στο σχήμα (47) παρουσιάζεται ο ρυθμός της σεισμικής ροπής κατά την περίοδο 1977-1999 σε σχέση με τη μέση αιώνια τιμή που υπολογίστηκε από το 1911. Είναι φανερή η έντονα αυξημένη τιμή του M_0 που εντοπίζεται στην αρχή της περιόδου και σαφώς σχετίζεται με το μεγάλο σεισμό της 20^{ης} Ιουνίου 1978. Η τιμή αυτή είναι μιάμιση τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από το μέσο ρυθμό έκλυσης της σεισμικής ροπής για τα τελευταία 89 χρόνια που υπολογίστηκε στις $\sim 1.1 \cdot 10^{24}$ dyn.cm/yr. Ακολούθως, αμέσως μετά την περίοδο του σεισμού

του 1978 το M_o αποκτά τιμές κοντά στην μέση αιώνια τιμή με μικρές αυξομειώσεις. Δυο τοπικά μέγιστα εντοπίζονται στα έτη 1984 και 1989, ενώ ένα τοπικό ελάχιστο στα 1987. Μετά το 1990 ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ροπής παρουσιάζει μια συνεχή φθίνουσα πορεία που συνεχίζεται μέχρι και το 2000 με τιμές 10 φορές μικρότερες του μέσου αιώνιου ρυθμού. Αυτή η παρατήρηση ενισχύει την άποψη ότι την τελευταία δεκαετία η περιοχή χαρακτηρίζεται από χαμηλή σεισμικότητα που μάλιστα συνεχώς φθίνει.



Σχήμα 48. Μεταβολή της μετάθεσης (μπλε γραμμή) στη διεύθυνση B-N του κεντρικού τμήματος της λεκάνης της Μυγδονίας (από Martinod et al., 1997 και παρούσα μελέτη), για το χρονικό διάστημα 1979-1997. Με κόκκινη γραμμή παρουσιάζεται η αντίστοιχη μεταβολή της ταχύτητας παραμόρφωσης, όπως υπολογίστηκε από πολυωνυμικό φίλτρο διαφόρισης (Οι τιμές που αντιστοιχούν στο 1997 είναι πλασματικές, αφού η μετάθεση σε σχέση με το 1994 δεν διαφοροποιείται στα όρια του σφάλματος παρατήρησης).

Για τη χρονική μεταβολή της ταχύτητας παραμόρφωσης είναι απαραίτητο να μελετηθεί και η τυχόν μεταβολή όπως αυτή αποκαλύπτεται από τα γεωδαιτικά δεδομένα. Στο σχήμα (48) παρουσιάζεται η συνολική μετάθεση του βόρειου με το νότιο τμήμα της περιοχής έρευνας, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα του Martinod et al. (1997) σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα των συγκρίσεων με τις μετρήσεις του 1997 (σχήματα 19, 21 και Πίνακας 7). Παράλληλα παρουσιάζεται και η χρονική μεταβολή της ταχύτητας παραμόρφωσης, όπως υπολογίζεται από την εφαρμογή ενός κεντροβαρικού πολυωνυμικού φίλτρου παραγωγής 5 σημείων, για πιο ευσταθή υπολογισμό της ταχύτητας. Και στην περίπτωση αυτή βλέπουμε μία παρόμοια μεταβολή με το χρόνο των γεωδαιτικών ταχυτήτων παραμόρφωσης με αυτή του σχήματος (48).



Σχήμα 49. Γραφική παράσταση της ταχύτητας οριζόντιας και κατακόρυφης παραμόρφωσης με το χρόνο (σε έτη), σε σχέση με το μέση οριζόντια παραμόρφωση για τη χρονική περίοδο 1911-99. Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζεται και η παραμόρφωση που υπολογίστηκε με βάση τα γεωδαιτικά δεδομένα καθώς και η μέση τιμή της ποσότητας αυτής για την περίοδο 1978-1994.

Ανάλογη εικόνα δίνει και η γραφική παράσταση της ταχύτητας παραμόρφωσης (οριζόντια και κατακόρυφη) με το χρόνο, όπως αυτή που υπολογίζεται από σεισμολογικά δεδομένα, η οποία παρουσιάζεται στο σχήμα 49. Οι τιμές της ταχύτητας που παρουσιάζονται (όπως υπολογίστηκαν νωρίτερα) και εμφανίζονται ανάλογες του ρυθμού έκλυσης σεισμικής ροπής, όπως αυτός περιγράφηκε και παρουσιάζεται στο σχήμα 47. Η οριζόντια ταχύτητα παραμόρφωσης, που στην ουσία περιγράφει έναν εφελκυσμό με διεύθυνση B-N και παρουσιάζεται με την κόκκινη καμπύλη, ενώ η κατακόρυφη (που είναι ανάλογη της πρώτης) εκφράζει την λέπτυνση της περιοχής και παρουσιάζεται με τη ροζ καμπύλη.

Από το σχήμα προκύπτει ότι η μέση οριζόντια παραμόρφωση για τα τελευταία 89 χρόνια (1911-2000) υπολογίστηκε στα 0.58 cm/yr στη διεύθυνση Βορρά-Νότου και βρίσκεται σε εξαιρετική συμφωνία με τη μέση τιμή που υπολογίστηκε με βάση τις γεωδαιτικές μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή την περίοδο 1979-1994, η οποία επίσης παρουσιάζεται στο ίδιο σχήμα και η οποία εμφανίζεται με μία μέση τιμή ταχύτητας παραμόρφωσης ίση με 0.57 cm/yr (συνεχής μπλε και στικτή κίτρινη γραμμή αντίστοιχα-Martinod et al., 1997 και παρούσα μελέτη). Με την πράσινη καμπύλη παρουσιάζεται η ταχύτητα παραμόρφωσης που υπολογίστηκε από τα γεωδαιτικά δεδομένα, τα οποία παρόλο που έχουν σημαντικά σφάλματα για το χρονικό διάστημα μέχρι το 1990 (γεωδαιτικές μετρήσεις με συμβατικές γεωδαιτικές τεχνικές) δίνουν αποτελέσματα που είναι σε πολύ καλή αναλογία και συμφωνία με τα αντίστοιχα που υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία από τα σεισμολογικά δεδομένα.

Από τα αποτελέσματα προκύπτει ότι η μεγάλη ταχύτητα παραμόρφωσης μετά το 1978 (πάνω από 8 cm/yr) είναι σαφέστατα σχετιζόμενη με το σεισμό της Βόλβης (1978). Μετά από το έτος αυτό η ταχύτητα σταθεροποιείται σε τιμές κάτω από 0.8 cm/yr (κοντά στους “αιώνιους” μέσους όρους) και πέφτει μετά περίπου το 1991-92 μέχρι και κάτω από τα 0.05 cm/yr πλησιάζοντας προς το 1997. Τα συμπεράσματα που εξάγονται από τη μελέτη του σχήματος (49) είναι αντίστοιχα με αυτά του σχήματος (47), με πιο σημαντικό αυτό που σχετίζεται με την εκτίμηση για περίοδο χαμηλής σεισμικότητας, με πολύ μικρές τιμές παραμόρφωσης (σε σχέση με την ιστορία της περιοχής) περίπου για την τελευταία δεκαετία.

Τα παραπάνω αποτελέσματα έχουν ιδιαίτερη σημασία, τόσο για τη δυνατότητα συσχέτισης γεωδαιτικών και σεισμολογικών αλλά και νεοτεκτονικών δεδομένων, όσο και για την περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης. Η συμφωνία της παραμόρφωσης από τα σεισμολογικά και τα γεωδαιτικά δεδομένα για την περιοχή της Μυγδονίας έρχεται σε φαινομενική αντίθεση με αποτελέσματα που δείχνουν ότι η σεισμολογική (ενεργή) παραμόρφωση είναι τμήμα της συνολικής παραμόρφωσης (όπως αποκαλύπτεται από τα γεωδαιτικά δεδομένα). Για

παράδειγμα, για την οπισθότοξη περιοχή ο Parazachos (2002) προσδιόρισε τιμές λόγου σεισμικής/συνολικής παραμόρφωσης της τάξης του 0.2-0.4. Θα πρέπει όμως να επισημανθεί ότι ο λόγος αυτός αφορά ευρείες περιοχές και όχι τοπικές ζώνες, όπως η περιοχή του σχήματος 46. Κατά συνέπεια τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης δείχνουν ότι η παραμόρφωση πάνω στο σεισμικό ρήγμα και στην κοντινή του περιοχή εκδηλώνεται πλήρως σεισμικά, ενώ εκτός ζώνης σεισμικού ρήματος η παραμόρφωση εκδηλώνεται κυρίως ασεισμικά, οδηγώντας σε μέσες τιμές της τάξης που προαναφέρθηκαν. Το αποτέλεσμα αυτό δείχνει ότι γεωδαιτικές μετρήσεις στην περιοχή ενεργών σεισμικών ζωνών δίνουν εκτιμήσεις που αντιστοιχούν στο σεισμικό δυναμικό των ρηγμάτων που θέλουμε να μελετήσουμε.

Ένα επιπρόσθετο σημαντικό στοιχείο των αποτελεσμάτων του σχήματος (49) είναι η σημαντική μείωση της ενεργού παραμόρφωσης και της σχετιζόμενης με αυτήν σεισμικότητα, όπως αποκαλύπτεται από τα σεισμολογικά αλλά και τα γεωδαιτικά στοιχεία. Η μείωση αυτή η οποία είναι εντυπωσιακή μετά το 1991-1992 (σύμφωνα με τα σεισμολογικά στοιχεία) δίνει την εικόνα σεισμικής «ησυχίας» (quiescence) μέχρι σήμερα. Η σημαντική αυτή μείωση η οποία εκτείνεται σε όλα τα μεγέθη σεισμών και η έλλειψη επιτάχυνσης στη σεισμική παραμόρφωση δείχνουν ότι το συγκεκριμένο και από τα αποτελέσματα (π.χ. σχήμα 43) πιο ενεργό τμήμα της ζώνης Θεσσαλονίκης-Ρεντίνας βρίσκεται σε κατάσταση «ύφεσης». Το αποτέλεσμα αυτό δείχνει ότι το σημερινό σεισμικό δυναμικό του συγκεκριμένου τμήματος της ζώνης αυτής είναι χαμηλό, ανάλογο ίσως (με βάση της ταχύτητες παραμόρφωσης που φαίνονται στο σχήμα 49) με αυτό των λιγότερο ενεργών τμημάτων (π.χ. ζώνη TGFZ κοντά στο αστικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης-σχήμα 39).

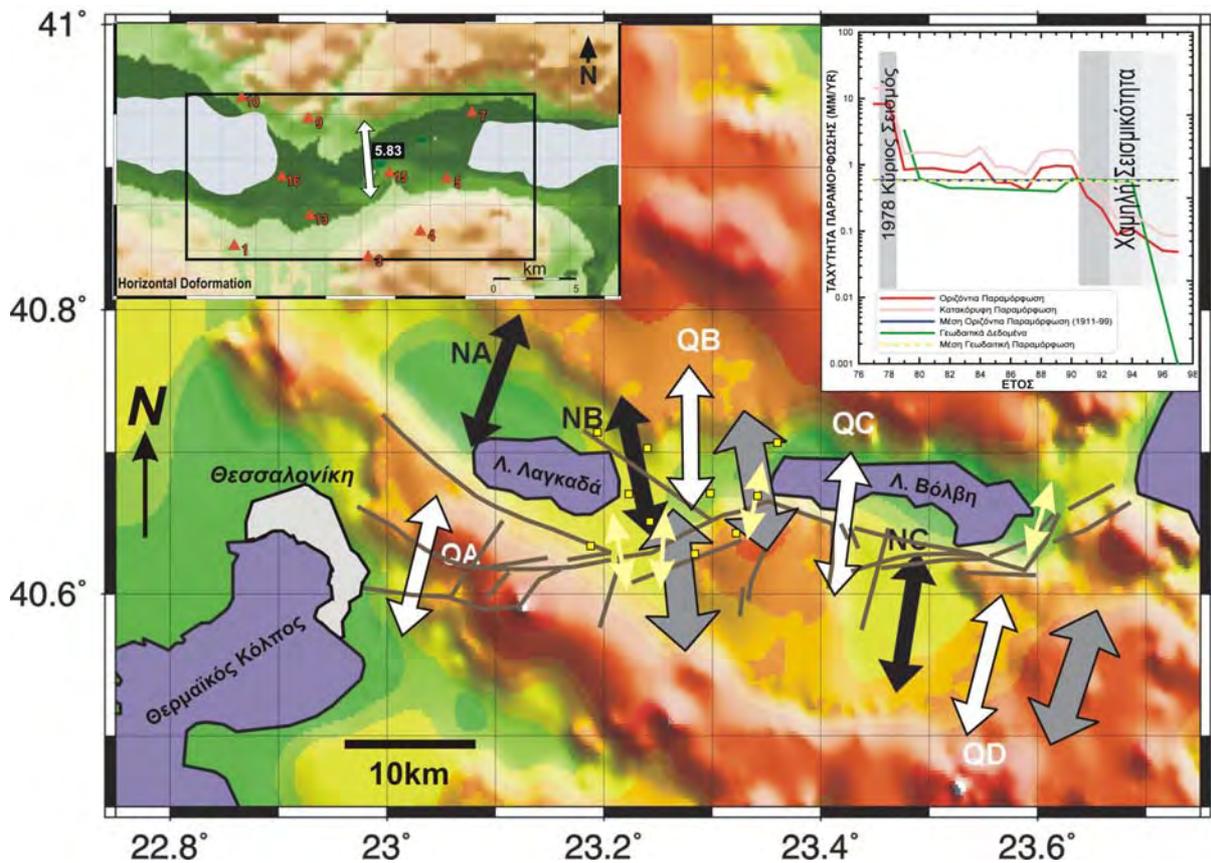
5.3 ΣΥΝΟΨΗ

Όπως παρουσιάστηκε αναλυτικά στα προηγούμενα κεφάλαια, από τη συσχέτιση των γεωδαιτικών και σεισμολογικών, αλλά και νεοτεκτονικών στοιχείων που παρήχθησαν και συγκεντρώθηκαν στο παρόν ερευνητικό έργο προκύπτει ότι τα στοιχεία αυτά βρίσκονται σε εξαιρετική συμφωνία για την ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης, η οποία αποτελεί και την κυριότερη σεισμική ζώνη που μπορεί να επηρεάσει τη μητροπολιτική περιοχή Θεσσαλονίκης και τον κύριο χώρο ανάπτυξης της προς τα ανατολικά (σχήμα 50). Η συμφωνία αυτή αφορά τόσο τη γενική αλλά και λεπτομερή μεταβολή του πεδίου τάσεων και κυρίως του εφελκυσμού, της γεωμετρίας της κύριας ζώνης διάρρηξης και του τρόπου ολίσθησης των σεισμικών ρηγμάτων. Η συμφωνία αυτή προκύπτει τόσο μεταξύ των σεισμολογικών και νεοτεκτονικών στοιχείων (π.χ. σχήματα 10 και 11), όσο και σεισμολογικών και γεωδαιτικών στοιχείων (π.χ. σχήματα 19, 21, 43 και 46).

Επιπλέον, η εξέταση τόσο της μέσης αιώνας αλλά και χρονικά μεταβαλλόμενης παραμόρφωσης στην κεντρική περιοχή της λεκάνης της Μυγδονίας δείχνει εξαιρετική συμφωνία τόσο στις τιμές όσο και στον τρόπο μεταβολής των ταχυτήτων παραμόρφωσης και επέκτασης της λεκάνης στη διεύθυνση Βορρά-Νότου. Η συμφωνία αυτή δείχνει ότι ο λόγος σεισμικής/συνολικής παραμόρφωση σε περιοχές σεισμικών ρηγμάτων παίρνει πιθανότατα τιμές κοντά στη μονάδα (μηδενική ασεισμική παραμόρφωση) σε αντίθεση με ευρύτερες περιοχές οι οποίες (τουλάχιστον για την οπισθότοξη περιοχή του Αιγαίου) παρουσιάζουν μικρότερες τιμές. Κατά συνέπεια μπορούν γεωδαιτικές και σεισμολογικές μετρήσεις να συνδυαστούν για τη μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης σεισμικών ζωνών, αναδεικνύοντας χρονικές μεταβολές της παραμόρφωσης που είτε είναι επιταχυνόμενες είτε δείχνουν σε μία σχετική σταθερότητα ή και «ύφεση».

Για την περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης τα αποτελέσματα (σχήμα 43) αναδεικνύουν με σαφήνεια το κεντρικό ρήγμα της ζώνης Ρεντίνας-Θεσσαλονίκης ως το πιο ενεργό και σημαντικό, ιδιαίτερα σε σχέση με τμήματα της ζώνης που βρίσκονται κοντά στο μητροπολιτικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης (π.χ. ζώνη TGFZ-σχήμα 39). Όμως, η χρονική μεταβολή της παραμόρφωσης δείχνει μία συστηματική μείωση μετά το 1991-1992 της παραμόρφωσης, σε επίπεδα αντίστοιχα με αυτά τον λιγότερο ενεργών τμημάτων της ζώνης αυτής. Το παραπάνω αποτέλεσμα δείχνει μία χαμηλή δυναμικότητα της ζώνης αυτής, η οποία πιθανότατα να επεκταθεί χρονικά για αρκετό διάστημα. Παράλληλα, όμως, αναδεικνύει την ανάγκη συνεχούς παρακολούθησης με γεωδαιτικές και σεισμολογικές τεχνικές της περιοχής αυτής, αφού, όπως δείχθηκε και στο παρόν ερευνητικό έργο, είναι

δυνατή η διαχρονική παρακολούθηση της παραμόρφωσης και ο εντοπισμός «ανώμαλων» (συνήθως επιταχυνόμενων) παραμορφώσεων.



Σχήμα 50. Συνοπτικό μοντέλο του πεδίου τάσεων και παραμόρφωσης στην περιοχή της ευρύτερης Μυγδονίας λεκάνης. Φαίνονται τα επιφανειακά ίχνη της ρηξιγενούς ζώνης Ρεντίνας-Θεσσαλονίκης (Tranos et al., 2003), οι μέσες εφελκυστικές τάσεις στις 4 υποπεριοχές που μελετήθηκαν στο παρόν έργο (λευκό χρώμα-σεισμολογικά δεδομένα [QA, QB, QC, QD], μαύρο χρώμα-νεοτεκτονικά δεδομένα παρατήρησης [NA, NB, NC], βλέπε και σχήμα 10), οι άξονες T των 3 κύριων σεισμών με μέγεθος $M > 5.5$ (γκρι χρώμα), οι τοπικές μετρήσεις των αξόνων T πάνω στη ρηξιγενή ζώνη (κίτρινα βέλη-Tranos and Mountrakis, 1998) και τα σημεία του γεωδαιτικού δικτύου που χρησιμοποιήθηκε ανάμεσα στις λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη στο παρόν έργο. Στα ένθετα σχήματα φαίνεται η χρονική μεταβολή της παραμόρφωσης όπως υπολογίζεται για τα τελευταία ~20έτη από σεισμολογικά και γεωδαιτικά στοιχεία (σχήμα 49) και η μέση ταχύτητα παραμόρφωσης, όπως προκύπτει από σεισμολογικά και γεωδαιτικά στοιχεία στην περιοχή του γεωδαιτικού δικτύου (σχήμα 46).

6. ΒΑΘΜΟΣ ΕΠΙΤΥΧΙΑΣ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟΥΣ ΑΡΧΙΚΟΥΣ ΣΤΟΧΟΥΣ

Τα αποτελέσματα του παρόντος ερευνητικού έργου έχουν υλοποιηθεί πλήρως τους αρχικούς στόχους που τέθηκαν στην τροποποιημένη πρόταση του έργου (μετά την περικοπή του προϋπολογισμού), σε σχέση και με τα αναμενόμενα αποτελέσματα. Αναλυτικότερα:

- *Δημιουργήθηκε και χρησιμοποιήθηκε ένας πλήρης και ομογενής κατάλογος της σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής Θεσσαλονίκης (ιστορικά και ενόργανα στοιχεία), όπως είχε περιγραφεί στα αναμενόμενα αποτελέσματα του έργου. Ο κατάλογος αυτός παρουσιάστηκε με τη μορφή χαρτών και περιέχεται με τη μορφή κατάλληλου αρχείου στο ψηφιακό μέσο (CD) που συνοδεύει την έκθεση για την πιο εύκολη αξιοποίησή τους, όπως είχε περιγραφεί.*
- *Υπολογίστηκαν και παρουσιάστηκαν οι σεισμικές παράμετροι των εστιών (μηχανισμών γένεσης) των σεισμών της ευρύτερης περιοχής Μυγδονίας αλλά και των νεοτεκτονικών ρηγμάτων της περιοχής που προσδιορίστηκαν τόσο από νέα στοιχεία (κυματομορφές του Εργαστηρίου Γεωφυσικής Α.Π.Θ.), όπως είχε περιγραφεί στην πρόταση του έργου, αλλά και από γεωλογικά-νεοτεκτονικά δεδομένα πεδίου καθώς και βαρυτικά δεδομένα, επιπλέον από των αρχικών στόχων και δεδομένων της πρότασης του έργου.*
- *Δημιουργήθηκε ένα μοντέλο για την ενεργό τεκτονική και τον τρόπο παραμόρφωσης της περιοχής Θεσσαλονίκης - Μυγδονίας, όπως είχε περιγραφεί στην πρόταση του έργου, από το συνδυασμό όλων των παραπάνω γεωδαιτικών-σεισμολογικών-γεωλογικών-βαρυτικών στοιχείων.*
- Τα παραπάνω στοιχεία επέτρεψαν το λεπτομερή όχι μόνο χωρικό αλλά και χρονικό υπολογισμό του ρυθμού ολίσθησης των ρηγμάτων της περιοχής (τόσο σεισμικά όσο και ασεισμικά). Οι υπολογισμοί αυτοί και ο συνδυασμός ανεξάρτητων στοιχείων επέτρεψαν τόσο τη μεσοσταθμική όσο και τη χρονικά μεταβαλλόμενη αποτίμηση του δυναμικού των ρηγμάτων αυτών ενώ τα αποτελέσματα παρουσιάστηκαν με τη μορφή χαρτών και πινάκων, ώστε να είναι και σε πρακτικώς αξιοποιήσιμη μορφή.
- Τα αποτελέσματα της θεωρητικής έρευνας για την ανάπτυξη, τον έλεγχο της αξιοπιστίας και την εφαρμογή των μεθόδων ανάλυσης παρουσιάζονται σε δημοσιεύσιμη και δημοσιευμένη μορφή, όπως είχε περιγραφεί στην πρόταση του έργου.

Τα παραπάνω αποτελέσματα υλοποιήθηκαν ακολουθώντας την πορεία και μεθοδολογία που περιγράφηκε στην πρόταση του έργου, καθώς και με τη χρήση πρόσθετων τεχνικών που χρησιμοποιήθηκαν στα πλαίσια του έργου, δηλαδή:

α) Συλλογή και οργάνωση υπάρχοντος σεισμολογικού και γεωδαιτικού υλικού. Σημειώνεται ότι επίσης συγκεντρώθηκε και αξιοποιήθηκε πρόσθετο νεοτεκτονικό υλικό, καθώς και σχετικά βαρυτικά δεδομένα, πέρα από τα αρχικά πλαίσια του έργου.

β) Επεξεργασία σεισμολογικού υλικού με τον προσδιορισμό νέων μηχανισμών γένεσης, τον υπολογισμό της παραμόρφωσης και των επιμερισμό των ενεργών (σεισμικών) ταχυτήτων παραμόρφωσης στα επί μέρους ρήγματα-ζώνες της περιοχής.

γ) Επεξεργασία γεωδαιτικού υλικού με την επεξεργασία των μετρήσεων GPS και συνόρθωση του δικτύου ελέγχου, την επεξεργασία των δεδομένων των παλαιότερων περιόδων μέτρησης και τον υπολογισμό του τελικού πεδίου παραμορφώσεων. Επιπλέον, έγινα πρόσθετοι προσδιορισμοί του πεδίου παραμόρφωσης με τον συνδυασμό γεωδαιτικών-βαρυτομετρικών στοιχείων, πέρα από τα αρχικά πλαίσια του έργου.

δ) Συναξιολόγηση και συνδυαστική ερμηνεία δεδομένων, η οποία επεκτάθηκε σε όλα τα είδη των δεδομένων, ανάλογα με το αντικείμενο στο οποίο μπορούσαν να συνεισφέρουν, π.χ. τα νεοτεκτονικά στον τρόπο (στυλ) παραμόρφωσης, κλπ. Η αξιολόγηση αυτή τροποποιήθηκε μερικώς σε σχέση με την αρχική μεθοδολογία, λόγω αδυναμίας πραγματοποίησης πρόσθετων μετρήσεων και για την επίτευξη των στόχων του έργου κατευθύνθηκε στην συναξιολόγηση πρόσθετων στοιχείων, τα οποία όμως επέτρεψαν και τη χρονική (και όχι μόνο χωρική) μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης και του σεισμικού δυναμικού στην κύρια ζώνη Θεσσαλονίκης-Ρεντίνας (ευρύτερη περιοχή Μυγδονίας) η οποία είναι η κύρια σεισμική ζώνη που επηρεάζει τη μητροπολιτική περιοχή Θεσσαλονίκης.

7. ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΠΟΥ ΕΜΦΑΝΙΣΘΗΚΑΝ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΕΙΕΣ ΠΟΥ ΕΓΙΝΑΝ

Δεν αντιμετωπίστηκαν ιδιαίτερα σημαντικά προβλήματα κατά την υλοποίηση του Έργου. Όπως αναφέρθηκε και στις εκθέσεις προόδου η σημαντική περικοπή του αρχικού προϋπολογισμού του έργου (8.474.576δρχ. [+18% ΦΠΑ] από 30.000.000δρχ.) στο οποίο συμμετέχουν 3 φορείς οδήγησε στην μη συλλογή νέων γεωδαιτικών αλλά μόνο σεισμολογικών στοιχείων μέσω του εν λόγω έργου, όπως περιγράφεται και στην τροποποιημένη πρόταση που κατατέθηκε στον ΟΑΣΠ, γεγονός που μερικώς επηρέασε την ομαλή εξέλιξη του έργου και την εκπόνηση των στόχων που θα ήταν επιθυμητό να υλοποιηθούν, αφού τα υφιστάμενα δεδομένα κάλυπταν κυρίως την περιοχή Μυγδονίας, όχι όμως την περιοχή ανατολικά και δυτικά του αστικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης.

Όμως, σύμφωνα και με όσα έχουν παρουσιασθεί και αναφέρονται και στις εκθέσεις προόδου αλλά και στην παρούσα τελική έκθεση, καταβλήθηκε πρόσθετη προσπάθεια για την ενσωμάτωση ανεξάρτητων στοιχείων τα οποία συνδυάστηκαν με τα υφιστάμενα δεδομένα. Παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν και τεχνικές που βασίζονται στη χρήση του βαρυτικού πεδίου για τον υπολογισμό της παραμόρφωσης (παράγραφος 4.4) τα οποία ήταν εκτός του αρχικού σχεδιασμού του έργου, η χρήση όμως των οποίων κρίθηκε αναγκαία για τη συμπλήρωση των πληροφοριών που ήταν απαραίτητες για το ερευνητικό έργο, όπως φάνηκε και από τα σχετικά αποτελέσματα (π.χ. σχήμα 38). Ιδιαίτερη βαρύτητα δόθηκε στη συλλογή ανεξάρτητων στοιχείων (π.χ. νεοτεκτονικές πληροφορίες) όσο και νέων σεισμολογικών δεδομένων που καλύπτουν και την εν λόγω περιοχή, και τα οποία συλλέχθηκαν στα πλαίσια τόσο αυτού, όσο και παράπλευρου προγράμματος το οποίο χρηματοδοτήθηκε από τον ΟΑΣΠ στα οποία συμμετέχει το Εργαστήριο Γεωφυσικής του ΑΠΘ, επιλύοντας έμμεσα το προαναφερθέν πρόβλημα, δημιουργώντας όμως τη σχετική χρονική καθυστέρηση και χρονική παράταση του ερευνητικού έργου.

8. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Με βάση τα αποτελέσματα του Έργου για την καλύτερη αξιοποίηση τους προτείνονται τα παρακάτω:

- Διαφήμιση των αποτελεσμάτων του έργου για την αναγνώριση από την επιστημονική κοινότητα της σημασίας της αξιοποίησης και συνδυαστικής ερμηνείας σεισμολογικών-γεωδαιτικών-νεοτεκτονικών δεδομένων σε περιοχές ενεργών ρηγμάτων και ρηξιγενών ζωνών. Σημειώνεται ότι τα αποτελέσματα αυτά μπορούν να αξιοποιηθούν πρακτικά σε θέματα τεχνικής σεισμολογίας (π.χ. αξιοποίηση αποτελεσμάτων σε σύγχρονους κώδικες υπολογισμού σεισμικής επικινδυνότητας οι οποίοι χρησιμοποιούν ταχύτητες ολίσθησης ρηγμάτων), όσο και τεχνικά έργα στην περιοχή Θεσσαλονίκης π.χ. χωροθέτησης ΧΥΤΑ, τεχνικών έργων, κλπ., αφού επηρεάζουν τα σενάρια (π.χ. δυσμενέστερο σενάριο σεισμικής φόρτισης, γειννίαση με ενεργό ρήγμα) τα οποία πρέπει να ληφθούν υπ' όψη κατά τη σχεδιάσή τους στην περιοχή αυτή.
- Διαμόρφωση του θεσμικού κατάλληλου πλαισίου έτσι ώστε ερευνητικά αποτελέσματα που αφορούν ενεργά ρήγματα και το σεισμικό δυναμικό τους, όπως του παρόντος ερευνητικού έργου (αλλά και άλλα υφιστάμενα τα οποία έχουν χρηματοδοτηθεί κατά κύριο λόγο από τον ΟΑΣΠ) να είναι υποχρεωτική η χρήση και αξιοποίησή τους σε μελέτες γεωλογικής καταλληλότητας και σεισμικής επικινδυνότητας, τουλάχιστον για σημαντικά τεχνικά έργα.
- Τα αποτελέσματα δείχνουν χαμηλό (στην παρούσα χρονική στιγμή) σεισμικό δυναμικό στην ευρύτερη ζώνη Ρεντίνας-Θεσσαλονίκης και κατά συνέπεια πρακτικά επιτρέπουν την εστίαση μέτρων ετοιμότητας σε άλλες περιοχές του Ελληνικού χώρου. Το γεγονός αυτό βέβαια δεν σημαίνει ότι η διαπίστωση αυτή είναι απόλυτα ασφαλής, ούτε ότι δεν πρέπει να συνεχιστεί στο μέλλον η σχετική έρευνα για τυχόν εντοπισμό πιθανής αλλαγής στο μέλλον, όπως γίνεται σε άλλες χώρες για σεισμικές ζώνες με έντονη σεισμικότητα κοντά σε μητροπολιτικά συγκροτήματα (π.χ. Ιαπωνία, Η.Π.Α., κλπ.). Επιπλέον, η συνέχιση της αξιοποίησης των αποτελεσμάτων του έργου στο μέλλον προϋποθέτουν την ανάληψη από τον ΟΑΣΠ πρωτοβουλιών και ενίσχυσης ερευνητικών προσπαθειών μελέτης ενεργών σεισμικών ζωνών που έχουν προσδιοριστεί σε σειρά ερευνητικών έργων με παρόμοιες τεχνικές, τόσο για θεωρητικούς όσο και για εφαρμοσμένους σκοπούς.

9. ΠΕΡΙΛΗΨΗ ΤΟΥ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ

«Μελέτη του Δυναμικού των Σεισμικών Ζωνών της Ευρύτερης Μητροπολιτικής Περιοχής Θεσ/νίκης με τη Συνδυαστική Χρήση Σεισμικών και Γεωδαιτικών Δεδομένων»

ΧΡΗΜΑΤΟΔΟΤΗΣΗ ΟΑΣΠ (2000-2003)

ΦΟΡΕΙΣ ΕΚΠΟΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΕΡΓΟΥ

1. Τομέας Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
2. Εργαστήριο Γεωδαισίας του Τμήματος Πολιτικών Μηχανικών του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
3. Τομέας Γεωδαισίας-Τοπογραφίας του Τμήματος Αγρονόμων & Τοπογράφων Μηχανικών του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης

Σκοπός - Υλοποίηση

Το παρόν πρόγραμμα είχε ως **βασικό αντικείμενο τη συνδυαστική ερμηνεία σεισμολογικών - γεωδαιτικών δεδομένων για τον καθορισμό του σεισμικού δυναμικού και της επίδρασης των ρηγμάτων που απειλούν το μητροπολιτικό συγκρότημα Θεσσαλονίκης**. Η εφαρμογή των σύγχρονων τεχνικών υλοποιήθηκε για την ευρύτερη περιοχή των σεισμικών ζωνών οι οποίες απειλούν την πόλη της Θεσσαλονίκης και ιδιαίτερη έμφαση δόθηκε στην περιοχή που περιλαμβάνει τη Θεσσαλονίκη και το χώρο ανατολικά από αυτή, όπου βρίσκεται η Μυγδονία λεκάνη, γνωστή σεισμική ζώνη διάρρηξης η οποία έχει πλήξει και σχετικά πρόσφατα την πόλη της Θεσσαλονίκης με το γνωστό καταστρεπτικό σεισμό ($M_w=6.5$, Ιούνιος 1978). Παράλληλα διερευνήθηκε και ο ρόλος μικρότερων ρηγμάτων, τα οποία όμως βρίσκονται σε ιδιαίτερα μικρή απόσταση από την πόλη της Θεσσαλονίκης, όπως τα ρήγματα της περιοχής Ασβεστοχωρίου (ζώνη Θεσσαλονίκης-Γερακαρούς) τα οποία αποτελούν πιθανές πηγές σεισμών οι οποίοι απειλούν την μητροπολιτική περιοχή της Θεσσαλονίκης. Πέρα από τη θεωρητική αντιμετώπιση του προβλήματος και τη χρησιμοποίηση του υπάρχοντος υλικού, παράχθηκε και συλλέχθηκε τόσο νέο σεισμολογικό υλικό παρατήρησης, όσο και ανεξάρτητο νεοτεκτονικό-γεωλογικό

υλικό, για την καλύτερη συνδυαστική ερμηνεία των δεδομένων και προσδιορισμό των ενεργών σεισμικών ζωνών. Παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν και ανεξάρτητες γεωδαιτικές πληροφορίες με τη χρήση βαρυτομετρικών δεδομένων για τον ανεξάρτητο υπολογισμό και την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων που σχετίζονται με το πεδίο ενεργού παραμόρφωσης της περιοχής μελέτης. Τέλος, η χωρική αλλά και χρονική μελέτη της μεταβολής της ενεργού παραμόρφωσης στην ευρύτερη περιοχή των εξεταζόμενων σεισμικών ζωνών επέτρεψε την αποτίμηση της μεσοσταθμικής και σημερινής ενεργότητάς τους, η οποία και καθορίζει την πιθανότητα γένεσης μελλοντικών σεισμών.

Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε βασίστηκε σε τέσσερα σημεία:

A) ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΟΡΓΑΝΩΣΗ ΥΠΑΡΧΟΝΤΟΣ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΥ-ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΟΥ ΚΑΙ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΥΛΙΚΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ.

Το υλικό αυτό αφορούσε τόσο υφιστάμενα δεδομένα, όσο και νέα τα οποία παρήχθησαν και συλλέχθηκαν για τις ανάγκες του έργου αυτού αλλά και παράλληλου ερευνητικού έργου του ΟΑΣΠ.

B) ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΥ ΥΛΙΚΟΥ

Η επεξεργασία αυτή αφορούσε τον προσδιορισμό νέων μηχανισμών γένεσης σεισμών της περιοχής Θεσσαλονίκης, τον υπολογισμό της ενεργού παραμόρφωσης με τη χρήση σεισμολογικών αλλά και νεοτεκτονικών δεδομένων και τον καθορισμό των ενεργών (σεισμικών) ταχυτήτων παραμόρφωσης στα επιμέρους ρήγματα-ζώνες της περιοχής.

Γ) ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΟΥ ΥΛΙΚΟΥ

Η επεξεργασία αυτή αφορούσε τη συλλογή όλων των διαθέσιμων μετρήσεων GPS και συνόρθωση του δικτύου ελέγχου, την επεξεργασία των δεδομένων των παλαιότερων περιόδων μέτρησης με συμβατικές γεωδαιτικές τεχνικές και τον υπολογισμό του τελικού πεδίου παραμορφώσεων, όπως προκύπτει από τα γεωδαιτικά δεδομένα. Επιπλέον, έγιναν πρόσθετοι προσδιορισμοί του πεδίου παραμόρφωσης με την επεξεργασία και τον συνδυασμό γεωδαιτικών-βαρυτομετρικών δεδομένων.

Δ) ΣΥΝΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η ερμηνεία χρησιμοποίησε όλα τα είδη των δεδομένων που συλλέχθηκαν και παράχθηκαν στα πλαίσια του έργου, ανάλογα με το αντικείμενο στο οποίο μπορούσαν να συνεισφέρουν. Τα σεισμολογικά-γεωδαιτικά και νεοτεκτονικά δεδομένα αξιοποιήθηκαν κύρια στον καθορισμό του τρόπου (στυλ) της παραμόρφωσης ενώ τα σεισμολογικά και βαρυτικά-γεωδαιτικά δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν στον καθορισμό της χωρικής κατανομής της παραμόρφωσης. Η ερμηνεία αυτή που βασίστηκε και στην συναξιολόγηση πρόσθετων στοιχείων (πέρα των σεισμολογικών και γεωδαιτικών), επέτρεψε όχι μόνο τη χωρική αλλά

και τη χρονική μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης και την αποτίμηση του σεισμικού δυναμικού στην κύρια ζώνη Θεσσαλονίκης-Ρεντίνας (ευρύτερη περιοχή Μυγδονίας), η οποία είναι η κύρια σεισμική ζώνη που επηρεάζει τη μητροπολιτική περιοχή Θεσσαλονίκης.

Βασικά Συμπεράσματα - Αποτελέσματα

- Βρέθηκε ότι τα σεισμολογικά (τόσο των μεγάλων σεισμών, της συνηθισμένης σεισμικότητας αλλά και τα μικροσεισμικά δεδομένα) και νεοτεκτονικά δεδομένα βρίσκονται σε εξαιρετικά συμφωνία, τόσο σε επίπεδο ευρύτερης σεισμικής ζώνης, όσο και στη λεπτομερή χωρική μεταβολή τους κατά μήκος των διαφόρων σεισμικών ζωνών.
- Διαπιστώθηκε πολύ καλή συσχέτιση του εφελκυστικού πεδίου τάσεων που καθορίστηκε από τα σεισμολογικά-νεοτεκτονικά δεδομένα και της σχετικής παραμόρφωσης με το πεδίο παραμόρφωσης που προσδιορίζεται από τις γεωδαιτικές τεχνικές. Η συσχέτιση αφορά τόσο τον τρόπο παραμόρφωσης, όσο και τη χωρική κατανομή του (όπως αποκαλύφθηκε και από το συνδυασμό βαρυτικών και σεισμολογικών αποτελεσμάτων), όσο και τη χρονική μεταβολή από την λεπτομερή συσχέτιση στο κεντρικό τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης.
- Η σύγκριση των σεισμολογικών και γεωδαιτικών στοιχείων έδειξε ότι προσδιορίζουν συμβατές ταχύτητες παραμόρφωσης όταν χρησιμοποιούνται σε ζώνες σεισμικών ρηγμάτων (τουλάχιστον για το κεντρικό τμήμα της Μυγδονίας), διαφοροποιούμενες έτσι (χωρικά) από το κυρίαρχο καθεστώς σημαντικής ασεισμικής ολίσθησης στην οπισθότοξη περιοχή του Αιγαίου.
- Ο συνδυασμός των παραπάνω στοιχείων οδήγησε στη δημιουργία ενός συνολικού μοντέλου του πεδίου παραμόρφωσης για την περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης, με αποτίμηση τόσο της μεσοσταθμικής όσο και των σημερινών επιπέδων παραμόρφωσης, τα οποία δείχνουν ότι το κεντρικό (και κατά μέσο όρο πιο ενεργό) τμήμα της ζώνης Θεσσαλονίκης-Ρεντίνας (ευρύτερη λεκάνη Μυγδονίας) βρίσκεται σήμερα σε καθεστώς «ύφεσης».

Χρησιμότητα των Αποτελεσμάτων

- Τα αποτελέσματα έχουν σημαντικό θεωρητικό ενδιαφέρον, αφού παρουσιάζουν μία ολοκληρωμένη μεθοδολογία προσέγγισης αντιμετώπισης του προβλήματος καθορισμού της παραμόρφωσης και του δυναμικού σεισμικών-ενεργών ρηγμάτων. Σημαντικά συμπεράσματα σχετικά με τη συσχέτιση σεισμολογικών-νεοτεκτονικών δεδομένων, το ποσοστό ασεισμικής παραμόρφωσης και της δυνατότητας παρακολούθησης χρονικών μεταβολών σεισμικής/συνολικής ολίσθησης, ανάμεσα σε άλλα, προέκυψαν στο παρόν έργο.
- Τα αποτελέσματα έχουν και σημαντική πρακτική εφαρμογή σε θέματα τεχνικής σεισμολογίας (εκτιμήσεις σεισμικής επικινδυνότητας), δημιουργίας σεναρίων σεισμικής

φόρτισης για σημαντικά τεχνικά έργα, κλπ., ιδιαίτερα σε τοπικό επίπεδο (περιοχή Θεσσαλονίκης).

- Τα αποτελέσματα αυτά είναι άμεσα αξιοποιήσιμα και σε μελέτες γεωλογικής καταλληλότητας (π.χ. για πολεοδομικές επεκτάσεις του συγκροτήματος Θεσσαλονίκης), όπου απαιτείται η εξέταση της γειτνίασης με ενεργά-σεισμικά ρήγματα και η λήψη κατάλληλων μέτρων από το μελετητή.

10. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Andritsanos V.D., V. Kagiadakis, V. Kostakis, E. Milona-Kotrogianni, C. Pikridas, D. Rossikopoulos, I.N. Tziavos and A. Fotiou, 1999. Local geoid determination combining GPS, Gravity and Height data - A case study in the area of Thessaloniki. *Techn. Chron. Sci. J. TCG*, 19(3), 61-74.
- Bakker G., 1985. The closed spatial polygon. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, 44, 1, 17-36.
- Bocchio, F., 1979. Isoparametric and isozenithal type representations of the actual gravity field of the earth. *Geophysical Journal of the R. astr. Soc.*, 57, 343-351.
- Christodoulou, A., 1986. Etude Sismotectonique et Inversion Tridimensionnelle en Grece du Nord. PhD thesis, University of Grenoble I, pp. 181.
- Danas K. and A. Dermanis, 1983. Numerical realization of isoparametric telluroid mapping. *Quaterniones Geodaesiae*, 4(2), 149-168.
- Dermanis A.,A. Filaretou, E. Livieratos and I.N. Tziavos, 1992: Strain representation of the potential anomalies in the Eastern Mediterranean. *Manuscripta Geodaetica*, 17(3), 164-173.
- Filaretou A., 1986. Deformation analysis of geoid to ellipsoid mappings and numerical computation of the relevant parameters. Diploma thesis, Dept. of Geodesy and Surveying, University of Thessaloniki (in Greek).
- Fotiou A., E. Livieratos and I.N. Tziavos, 1988: The GRS-80 combined geoid for the Hellenic area and upper crust density anomalies corresponding to its high frequency representations. *Manuscripta Geodaetica*. 13(5), 267-274.
- Gadomska B. and R. Teisseyre, 1984. Density anomalies, geoid shape and stresses. *Acta Geophysica Polonica*, 32(1), 1-24.
- Grafarend E., 1978. The definition of the telluroid. *Bulletin Geodesique*, 52, 25-37.
- Hatzfeld, D., Christodoulou, A.A., Scordillis, E.M., Panagiotopoulos, D. and Hatzidimitriou, P.M., 1987. A microearthquake study of the Mygdonian graben (northern Greece). *Earth and Plant. Sci. Lett.*, 81, 379-396.

- Hatzidimitriou, P.M., Scordilis, E.M., Papadimitriou, E.E., Hatzfeld, D. & Christodoulou, A.A., 1991. Microearthquake study of the Thessaloniki area (northern Greece). *Terra Nova*, 3, 648-654.
- Heiskanen W. and H. Moritz, 1967. *Physical Geodesy*. W. A. Freeman.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- Kostrov, V., 1974. Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sc. USSR Phys. Solid Earth*, 1, 23-44.
- Lemoine F. G. et al. 1998. The development of the Joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96, NASA Technical paper, 1998-206861.
- Livieratos E. and I.N. Tziavos, 1991. Correlation of strain representations of the potential anomalies with the geoid. In: Determination of the geoid, present and future, IAG Symp. 106, (Eds. R. Rapp and F. Sanso), Springer-Verlag, 374-381.
- Martinod, J., D. Hatzfeld, P. Savvaidis, K. Katsambalos, 1997, Rapid N-S Extension in the Mygdonian Graben (Northern Greece) Deduced from Repeated Geodetic Surveys, *Geophysical Research Letters*, 24, 3293-3296.
- Marussi A., 1974. On the representation of the actual gravity field of the earth on the normal ellipsoidal field. *Geophysical journal of the R. astr. Soc.*, 37, 347-352.
- Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Σωτηριάδης, Λ., Ψιλοβίκος, Α., Αστάρας, Θ., Βαβλιάκης, Ε., Κουφός, Γ., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Χρηστάρας, Β., Σκορδύλης, Μ., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Πάτρας, Δ., Συρίδης, Γ., Λαμπρινός, Ν. & Λάγγαλης, Θ., 1996α. Νεοτεκτονικός Χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Λαγκαδά, κλίμακας 1:100.000. Έκδοση Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) και του Ευρωπαϊκού Κέντρου Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών (ΕΚΠΠΣ).
- Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Σωτηριάδης, Λ., Ψιλοβίκος, Α., Αστάρας, Θ., Βαβλιάκης, Ε., Κουφός, Γ., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Χρηστάρας, Β., Σκορδύλης, Μ., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Πάτρας, Δ., Συρίδης, Γ., Λαμπρινός, Ν. & Λάγγαλης, Θ., 1996β. Νεοτεκτονικός Χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Θεσσαλονίκη, κλίμακας 1:100.000. Έκδοση Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και

Προστασίας (ΟΑΣΠ) και του Ευρωπαϊκού Κέντρου Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών (ΕΚΠΠΣ).

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Σωτηριάδης, Λ., Ψιλοβίκος, Α., Αστάρας, Θ., Βαβλιάκης, Ε., Κουφός, Γ., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Χρηστάρας, Β., Σκορδύλης, Μ., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Πάτρας, Δ., Συρίδης, Γ., Λαμπρινός, Ν. & Λάγγαλης, Θ., 1997a. ΑΕιδική έκδοση του Νεοτεκτονικού Χάρτη της Ελλάδας, φύλλο Λαγκαδάς (Επεξηγηματικό τεύχος). Εκδοση Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) και του Ευρωπαϊκού Κέντρου Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών (ΕΚΠΠΣ), 1-79.

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Σωτηριάδης, Λ., Ψιλοβίκος, Α., Αστάρας, Θ., Βαβλιάκης, Ε., Κουφός, Γ., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Χρηστάρας, Β., Σκορδύλης, Μ., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Πάτρας, Δ., Συρίδης, Γ., Λαμπρινός, Ν. & Λάγγαλης, Θ., 1997b. Ειδική έκδοση του Νεοτεκτονικού Χάρτη της Ελλάδας, φύλλο Θεσσαλονίκης (Επεξηγηματικό τεύχος). Εκδοση Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) και του Ευρωπαϊκού Κέντρου Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών (ΕΚΠΠΣ).

Papazachos, B.C., 1990. Seismicity of the Aegean and the surrounding area, *Tectonophysics*, 178, 287-308.

Papazachos, B., D. Mountrakis, A. Psilovikos, and G. Leventakis, 1979. Surface Fault Traces and Fault Plane Solutions of the May – June 1978 Major Shocks in the Thessaloniki Area, Greece, *Tectonophysics*, 53, 171-173.

Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Papaioannou, Ch.A., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M., 2000. A catalog of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC-1999. *Publ. Geoph. Lab., Univ. Thessaloniki*, 1, 338pp.

Papazachos, B.C. & Papazachou, C.C., 2002. The earthquakes of Greece (*3rd Edition-in Greek*), *Ziti Publications, Thessaloniki*, 315pp.

Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A., 1992. Formulation for reliable estimation of active crustal deformation and an application to central Greece, *Geophys. J. Int.*, 111, 424-432.

Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A., 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 253, 129-153.

- Papazachos, C., Soupios, P., Savvaidis, A. and Roumelioti, Z., 2000. Identification of small-scale active faults near metropolitan areas: an example from the Asvestochori fault near Thessaloniki, *Proc. XXVII ESC General Assembly*, Lisbon, 10-15 September, 221-225, 2000..
- Papazachos, C.B., Vamvakaris, D.A., Vargemezis, G.N. and Aidona, E.V., 2001. A study of the active tectonics and deformation in the Mygdonia basin (N.Greece) using seismological and neotectonic data, 9^ο Συνεδρ. Ε.Γ.Ε., 303-310.
- Runcorn, S. K., 1967. Flow in the mantle inferred from the low degree harmonics of the geopotential. *Geophysical J. of the R. astr. Soc.*, 14, 375-384.
- Sakkos, L., and E. Vorrias, 1998, Determination of Ground Displacements at the Seismic Zone of the Mygdonian Graben Using Two Epochs of GPS Observations (1994-1997), Diploma Dissertation, Department of Rural and Surveying Engineering A.U.Th., 128 pp.
- Σαββαΐδης, Π., 1997, "Μετασχηματισμοί συντεταγμένων - Το πρόγραμμα MetaΣΧ και μετρήσεις GPS", Έκδοση Γ. Οικονομίδης ΕΠΕ, Μονογραφία, σελ. 77.
- Savvaidis, P., J. Martinod, K. Katsambalos, D. Hatzfeld, A. Badellas, and K. Tokmakidis, 1997, Determination of Ground Displacements in the Seismic Zone of Volvi, Greece, *Survey Review*, 34(266), 229-236.
- Savvaidis P. and I. Ifadis, 2000, Employment of a Permanent Monitoring GPS Network at the Seismic Area of Volvi, Greece, *Proceedings of IAIN 25th Anniversary World Congress*, San Diego.
- Savvaidis P., I. Ifadis, and K. Lakakis, 2000, Thessaloniki Continuous Reference GPS Station: Initial Estimation of Position, *EGS XXV General Assembly*, Nice, France.
- Scordilis, E.M., 1985. Microseismic study of the Serbomacedonian zone and the surrounding area. *Ph.D. Thesis*, University of Thessaloniki, (in Greek).
- Τρανός, Μ. Δ., 1998. Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο του Βορείου Αιγαίου και της Κεντρικής Μακεδονίας. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Tranos, M. D. & Mountrakis, D. M., 1998. Neotectonic joints: their significance on the active deformation of Northern Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32, 1, 209-219.

- Tranos, M. D., Papadimitriou E. E. & Kiliyas, A. A., 2003. Thessaloniki-Gerakarou Fault Zone (TGFZ): The western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment. *J. Struct. Geol.* (in press).
- Tscherning, C. C., 1976a. Determination of datum shift parameters using least squares collocation. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, 35(2), 173-183.
- Tscherning C. C., 1976b. Covariance expressions for second and lower order derivatives of the anomalous potential. Rep. 225, Dept. of Geodetic Science and Surveying, Ohio State Univ., Columbus.
- Tscherning C. C. and K. Poder, 1982. Some geodetic applications of Clenshaw summation. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, 41(4), 349-375.
- Tscherning C. C., R. H. Rapp and C. Goad, 1983. A comparison of methods for computing gravimetric quantities from high degree spherical harmonic expansions. *Manuscripta Geodaetica*, 8, pp. 249-272.
- Turcotte D.L. and G. Schubert, 1982. Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons.
- Tziavos I.N., 1987, Determination of geoidal heights and deflections of the vertical for the Hellenic area using heterogeneous data. *Bull. Geod.*, 61, 177-197.
- Tziavos I.N., 1992, Numerical considerations of FFT methods in gravity field modelling. *Wiss. Arb. d. Fachr. Verm.wesen*, Univ. Hannover, Nr. 188, Hannover, 1993.
- Tziavos I.N., 1996, Comparisons of spectral techniques for geoid computations over large regions. *Journal of Geodesy*, 70, 357-373.
- Tziavos I.N. and V.D. Andritsanos, 1999, Recent geoid computations for the Hellenic area. Presented at the XXIII General Assembly of EGS, Nice, France 20-24 April, 1998. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 24(1), 91-96.
- Vamvakaris, D.A., Papazachos, C.B., Savvaidis, P.D., Tziavos, I.N., Karagianni, E.E., Scordilis, E.M. and Hatzidimitriou, P.M. Stress-field and time-variation of active crustal deformation in the Mygdonia basin based on the joined interpretation of seismological, neotectonic and geodetic data, *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Nice, France, April 2003.
- Vlachos, D., 1980, The Control Network for Monitoring Crustal Movements in the Epicentric Zone of Volvi, *Quaterniones Geodaesiae*, 1, 1-31.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι

Επιστημονικές Εργασίες