

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΟΛΓΑ Γ. ΜΟΥΡΟΥΖΙΔΟΥ
MSc Γεωλόγος

ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΒΑ ΑΙΓΑΙΟΥ (ΛΕΣΒΟΣ-ΡΗΓΜΑ ΑΔΡΑΜΥΤΙΟΥ)

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2021

ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI
FACULTY OF SCIENCES
SCHOOL OF GEOLOGY



OLGA G. MOUROUZIDOU
MSc Geologist

NEOTECTONICS OF NE AEGEAN AREA
(LESVOS-EDREMIT FAULT)

DISSERTATION THESIS

THESSALONIKI
2021

*Στη μητέρα μου Έλλη,
με απέραντη νοσταλγία*

ΟΛΓΑ Γ. ΜΟΥΡΟΥΖΙΔΟΥ
MSc Γεωλόγος

ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΒΑ ΑΙΓΑΙΟΥ (ΛΕΣΒΟΣ-ΡΗΓΜΑ ΑΔΡΑΜΥΤΙΟΥ)

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

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 22/09/2020

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Νο: 212

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Ομότιμος: ΠΑΥΛΙΔΗΣ ΣΠΥΡΙΔΩΝ, Επιβλέπων

Ομότιμος: ΦΥΤΙΚΑΣ ΜΙΧΑΗΛ, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Καθηγητής: ΝΙΚΟΛΑΟΣ ΖΟΥΡΟΣ, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής: Ζούρος Νικόλαος, Τμήμα Γεωγραφίας, Πανεπιστήμιο Αιγαίου

Καθηγήτρια: Κυρατζή Αναστασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Καθηγητής: Παπαζάχος Κωνσταντίνος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Ομότιμος Καθηγητής: Παυλίδης Σπυρίδων, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Καθηγητής: Σουλακέλλης Νικόλαος, Τμήμα Γεωγραφίας, Πανεπιστήμιο Αιγαίου.

Ομότιμος Καθηγητής: Φυτίκας Μιχαήλ, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Αναπλ. Καθηγητής: Χατζηπέτρος Αλέξανδρος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

NEOTECTONIKH BA AIGAIΟΥ(ΛΕΣΒΟΣ-ΡΗΓΜΑ ΑΔΡΑΜΥΤΙΟΥ) –
Διδακτορική Διατριβή

© OLGA G. MOUROUZIDOU, MSc Geologist, 2021

All rightS reserved.

NEOTECTONICS MAPPING OF NE AEGEAN AREA (LESVOS-EDREMIT
FAULT)– *Ph.D. Thesis*

Citation:

Μουρουζίδου Γ. Όλγα, 2021. – Νεοτεκτονική ΒΑ Αιγαίου (Λέσβος-Ρήγμα Αδραμυτίου).
Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας
Τμ. Γεωλογίας No 212, σελ. 284
Mourouzidou G. Olga., 2021. –Neotectonics Mapping of NE Aegean Area (Lesvos-Edremit Fault)
Ph.D. Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Annex Number of Scientific
Annals of the School of Geology No 212, pp. 284

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Μετά την ολοκλήρωση της διατριβής αυτής, νιώθω βαθιά την ανάγκη να ευχαριστήσω όλους εκείνους που συνέβαλαν στην ολοκλήρωση της. Έτσι λοιπόν, θα ήθελα πρώτα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή αυτής της διατριβής τον κ. Σ. Παυλίδη, αρχικά για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε αναθέτοντας μου το συγκεκριμένο θέμα. Κατά τη διάρκεια της ενεργούς πορείας της διατριβής μου, η αδιάκοπη επιστημονική στήριξη, η συνεχόμενη επιμονή και υπομονή του αποτέλεσαν τα βασικά στοιχεία για την επιτυχή ολοκλήρωση της. Η εργατικότητα του, το αδιάκοπο πάθος για την επιστήμη της Γεωλογίας, η πολυσυγγραφική του ιδιότητα είναι μερικά από τα χαρακτηριστικά που αποτέλεσαν έμπνευση της συνεχής προσπάθειάς μου.

Επιπλέον θα ήθελα να ευχαριστήσω τον ομότιμο καθηγητή κ. Μ. Φυτίκα για την πολύτιμη βοήθεια κατά τη διάρκεια των προπτυχιακών μου σπουδών, ιδιαίτερα σε θέματα ηφαιστειολογίας. Οι πολύτιμες πληροφορίες του μέσα στο ιδιαίτερα πολύπλοκο ηφαιστειακό τοπίο της Λέσβου, οι υποδείξεις του και οι ουσιαστικές επισημάνσεις του, προκάλεσαν το ενδιαφέρον μου για περαιτέρω έρευνα στην περιοχή της Λέσβου. Επίσης θα ήθελα να τον ευχαριστήσω για τις διορθώσεις και τις πολύ σημαντικές παρατηρήσεις του στο κείμενο, προκειμένου να βελτιωθεί η παρούσα διδακτορική διατριβή.

Από την τριμελή μου επιτροπή άφησα τελευταίο τον καθηγητή κ. Ν. Ζούρο, τον οποίο θα ήθελα να τον ευχαριστήσω θερμά για τη σημαντική βοήθεια που μου παρείχε τόσο σε θέματα βιβλιογραφίας όσο και σε θέματα γεωλογίας της Λέσβου. Από την πρώτη φορά που βρέθηκα στη Λέσβο, ο κ. Ν. Ζούρος μου μετέδωσε την αγάπη και το πάθος για τη γεωλογία του νησιού και μου δίδαξε πώς να δουλεύω στην ύπαιθρο. Τέλος θα ήθελα να τον ευχαριστήσω για την προσπάθεια του και τη συνεχή προτροπή του προκειμένου να ολοκληρώσω την παρούσα διδακτορική διατριβή.

Τα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής επιτροπής την καθηγήτρια κ. Κυρατζή Αναστασία, τον καθηγητή κ. Παπαζάχο Κωνσταντίνο, τον καθηγητή κ. Σουλακέλλη Νικόλαο και τον Αναπλ. καθηγητή Χατζηπέτρο Αλέξανδρο ευχαριστώ για την κριτική τους και τις αξιόλογες παρατηρήσεις-επισημάνσεις κατά τη διάρκεια της παρουσίας της διατριβής μου. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Χατζηπέτρο Αλέξανδρο για την πολύτιμη βοήθεια του σε θέματα τεκτονικής και τον κ. Κωνσταντίνο Παπαζάχο για τις διορθώσεις-παρατηρήσεις του στο κείμενο της διατριβής, οι οποίες συνέβαλαν στη βελτίωση του.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τους ιδρυτές της εταιρείας ΥΕΤΟΣ, τον Δρ. Άνθιμο Σπυρίδη Αγρονόμο & Τοπογράφο Μηχανικό και την κα Βασιλική Κουτάλου Γεωλόγο M.Sc. καθώς επίσης και τον κ. Κωνσταντινίδη Αλέξανδρο για την πολύτιμη βοήθεια σε ζητήματα που αφορούσαν τα Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών, τα οποία χρησιμοποίησα ιδιαίτερα στην ανάλυση του μορφοαναγλύφου.

Εξαιρετικά ουσιαστική και άμεση υπήρξε και η βοήθεια του Δρ. Σωτήριου Σμπόρα, ο οποίος με τη σειρά του με βοήθησε στη συλλογή ψηφιακών δεδομένων τόσο της Λέσβου όσο και της ευρύτερης περιοχής του Αδραμυτίου και για αυτό τον ευχαριστώ από καρδιάς.

Από τα μέλη ΕΔΙΠ του τομέα Γεωλογίας θα ήθελα ευχαριστήσω τη Δρ. Τεκτονικής-Γεωλογίας Ευφημία Θωμαΐδου για την καθοδήγησή της κατά τη διάρκεια της διδακτορικής διατριβής. Συγκεκριμένα, την ευχαριστώ για τις πολύωρες συζητήσεις μας σε θέματα τεκτονικής-γεωλογίας καθώς επίσης στην πολύτιμη βοήθειά της σε θέματα που ανέκυπταν κάθε φορά. Πολύ σημαντική ήταν και η βοήθειά της στην ύπαιθρο. Ποτέ δεν σταμάτησε να πιστεύει σε εμένα, να με στηρίζει με κάθε τρόπο και να «ξεμπλοκάρει» κάθε φορά που έχανα τον προσανατολισμό μου από το στόχο της ολοκλήρωσης της διδακτορικής διατριβής.

Ευχαριστώ επίσης το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών για την οικονομική βοήθεια που μου προσέφερε ιδιαίτερα στα πρώτα χρόνια της διατριβής.

Τους συναδέλφους μου στο σχολείο, Χρυσούλα, Μελίνα, Αργυρώ, Βιργινία και Άννα ευχαριστώ ιδιαίτερα για την υπομονή τους να με ακούν στο τηλέφωνο όσες φορές ένιωθα την ανάγκη να μιλήσω μ' έναν δικό μου άνθρωπο.

Τον τεχνικό Η/Υ της επιχείρησης Game Over, κ. Γεώργιο Πατερνά, θα ήθελα να ευχαριστήσω για τη πολύ σημαντική βοήθεια του σε θέματα τεχνικής υποστήριξης σ' όλα τα προβλήματα που προέκυπταν στον υπολογιστή μου, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του τελευταίου χρόνου της διατριβής.

Περισσότερο από όλους όμως νιώθω την ανάγκη να ευχαριστήσω την οικογένεια μου, τον Θεολόγο Κοσιτζίδη και τα παιδιά μου Εύχαρις και Δημήτρη για την υπομονή τους, κατά τη διάρκεια της προσπάθειάς μου, τα δύο τελευταία χρόνια. Συγκεκριμένα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον σύζυγό μου Θεολόγο ο οποίος υπήρξε πάντα συμπαραστάτης μου κατά τη διάρκεια της εργασίας υπαίθρου και ο άνθρωπος που πάντα με υποστηρίζει σε κάθε μου προσπάθεια στη ζωή. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον πατέρα μου για την οικονομική του βοήθεια ιδιαίτερα τα πρώτα χρόνια της διδακτορικής μου διατριβής, τον αδερφό μου για την ηθική υποστήριξη και τα πεθερικά μου Δημήτρη και Εύχαρις Κοσιτζίδη γιατί όποτε τους ζήτησα βοήθεια ήταν πρόθυμοι να με βοηθήσουν και με στηρίζουν με κάθε τρόπο.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή έλαβε χώρα μελέτη στην περιοχή του ΒΑ Αιγαίου (Λέσβος- Ρήγμα Αδραμυτίου). Η περιοχή της διατριβής φέρει εκδήλωση μιας παλιάς σημαντικής ηφαιστειότητας του Μειοκαίνου και εμφανίζει πολύπλοκη τεκτονική δομή επειδή αυτή βρίσκεται μέσα στον χώρο όπου συναντάται το ρήγμα του Αδραμυτίου με το εφελκυστικό πεδίο του Αιγαίου. Για όλους τους παραπάνω λόγους ξεκίνησα τη μελέτη του συγκεκριμένου χώρου, πρώτα από το βόρειο τμήμα του νησιού και στη συνέχεια στο νότιο, προκειμένου να προσδιοριστεί ο τρόπος με τον οποίο επηρεάζει το τεκτονικό αυτό καθεστώς το νησί.

Στόχος της διατριβής ήταν να περιγραφεί η νεοτεκτονική καταπόνηση των ηφαιστειακών πετρωμάτων και η διάκριση των δομών σε τεκτονικές φάσεις προκειμένου να εντοπισθεί η τεκτονική εξέλιξη της περιοχής. Για την επίτευξη του στόχου έγινε χαρτογράφηση των ρηξιγενών επιφανειών και των τεκτονικών γραμμώσεων και μία πρώτη ομαδοποίηση των μετρήσεων στην ύπαιθρο.

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των δεδομένων που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο με το πρόγραμμα Win-Tensor (Delvaux, 1993; Delvaux et al., 1995, 2013; Zain Eldeen et al., 2002; Delvaux and Sperner, 2003). Πρόκειται για ένα διαδραστικό λογισμικό σχεδιασμένο για τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων με βάση τα γεωλογικά δεδομένα της περιοχής (ρήγματα, γράμμωση ολίσθησης, διακλάσεις, λύσεων μηχανισμών γένεσης σεισμών κ.α.). Ο προσδιορισμός των διευθύνσεων των κύριων αξόνων τάσης σ_1 , σ_2 , σ_3 έλαβε χώρα τόσο με το μέθοδο P-B-T αξόνων όσο και με τη βελτιωμένη μέθοδο των ορθών διέδρων γωνιών που εφαρμόζει το πρόγραμμα Win-Tensor.

Επίσης πολύ σημαντικό ρόλο στον καθορισμό των τεκτονικών φάσεων κατέχει στην παρούσα διατριβή, η γεωμορφολογική-μορφοτεκτονική μελέτη της περιοχής. Με τη βοήθεια των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (Γ.Σ.Π.-G.I.S.) και χρησιμοποιώντας το λογισμικό ArcGIS (ESRI έκδοση 10.3.1, 2015), έγινε ψηφιοποίηση σε τοπογραφικά φύλλα χαρτών για τη Λέσβο (ΓΥΣ 1:50.000, 1:5000) καθώς στο βόρειο τμήμα του κόλπου του Αδραμυτίου. Το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου που δημιουργήθηκε, αποτέλεσε τη βάση τόσο για την παραγωγή θεματικών χαρτών του μορφοαναγλύφου όσο και για την περαιτέρω ποσοτική γεωμορφολογική ανάλυση του νησιού.

Έτσι στην περιοχή της έρευνας η οποία καλύπτεται από προϊόντα Μειοκαινικής ηφαιστειακής δραστηριότητας (21,5-16Ma), ταυτοποιήθηκαν-προσδιορίστηκαν 6 ρηξιγενείς ζώνες. Η συνέχεια αυτών των ρηξιγενών ζωνών εντοπίζεται στη θάλασσα. Ειδικότερα ταυτοποιήθηκε-προσδιορίστηκε η ρηξιγενής ζώνη της Κεντρικής Λέσβου, η ρηξιγενής ζώνη ΝΑ του Μανταμάδου, η ρηξιγενής ζώνη Α της Καλλονής, η ρηξιγενής ζώνη της Άντισσας, η ρηξιγενής ζώνη του Γαβαθά (ΒΔ Λέσβος) καθώς επίσης και η ρηξιγενής ζώνη της Βρίσας-Βατερών.

Επίσης με βάση τόσο τα δεδομένα υπαίθρου όσο και τα στοιχεία που προέκυψαν από την επεξεργασία τους με το πρόγραμμα Wintensor, διαχωρίστηκαν τέσσερις (4) τεκτονικές φάσεις, από την παλαιότερη προς τη νεότερη: το (N1) εφελκυστικό πεδίο με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και με τον σ_1 σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση που δημιούργησε αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ΒΒΔ-ΝΝΑ διευθύνσεως, το (N2) εφελκυστικό πεδίο από ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΑ-ΝΔ, το (N3) εφελκυστικό πεδίο ΔΒΔ-ΑΝΑ και με τον σ_1 ΒΒΑ-ΝΝΔ, το οποίο δημιουργεί ρήγματα από ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ, πλαγιοκανονικά με σημαντικότερη τη dip slip κίνηση και από το Πλειστόκαινο το (N4) εφελκυστικό πεδίο με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και τον σ_1 να έχει δ/νση ΒΔ-ΝΑ, ιδιαίτερα στις βόρειες ακτές. Στις νότιες ακτές και μέχρι τα Βατερρά φαίνεται να υπερισχύει ένας ΒΔ-ΝΑ εφελκυσμός, με τον σ_1 να έχει δ/νση ΒΑ-ΝΔ.

Τέλος από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της τεκτονικής επεξεργασίας με αυτά που υπάρχουν στην λεκάνη του Αδραμυτίου, προέκυψε για την περιοχή μελέτης ότι: (α) στο βόρειο τμήμα της Λέσβου επικρατεί εφελκυσμός με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ καθώς επίσης τα ρήγματα της περιοχής εμφανίζουν ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης, (β) στο νότιο τμήμα του νησιού επικρατεί εφελκυσμός τόσο με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΔ-ΝΑ όσο και με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, (γ) το είδος της δυναμικής τεκτονικής που επιδρά στον χώρο εμφανίζει πολλά κοινά χαρακτηριστικά μ' αυτό του μοντέλου Riedel διάτμησης για μια περιοχή όπου δραστηριοποιείται ένα μεγάλο ρήγμα με ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα, όπως θεωρείται το ρήγμα του Αδραμυτίου. Το μοντέλο αυτό ταιριάζει με αυτά που έχουν προταθεί από τη διεθνή βιβλιογραφία για την ενεργό περιοχή του βορείου Αιγαίου (Pavlides et al., 1990, A. Chatzipetros et al. 2013, Sakellariou et al., 2018, Papanikolaou et al., 2019) και (δ) το γεγονός ότι ο εφελκυσμός αναπτύσσεται σε δύο διευθύνσεις, όπως αποδείχθηκε από τον υπολογισμό των τανυστών τάσης μετά την επεξεργασία των δεδομένων υπαίθρου, μπορεί να ερμηνευτεί ως το αποτέλεσμα της δράσης μία λεκάνης pull-apart μέσα σ' ένα χώρο όπου κυριαρχεί το τεκτονικό καθεστώς διάτμησης (Allen & Allen, 2013).

ABSTRACT

In the present thesis, a study took place in the area of the NE Aegean (Lesvos – Edremit Fault). The study area is part of an old important volcanic activity of the Miocene and also supports a complex tectonic structure, due to the fact that the island is inside an area where the southern branch of the North Anatolian Fault, the Edremit fault to the east, meets the Aegean Extensional System to the west. In order to investigate how the aforementioned regime affects the tectonic structure of volcanics rocks of Lesvos, I investigated separately the northern from the southern part of the island.

According mainly to the detailed field observations, using the kinematic data and the striations of the structures, the ruptured surfaces were mapped in order to determine the compatible stress field geometry. Then the collected data were processed by the Win-Tensor program (Delvaux, 1993; Delvaux et al., 1995, 2013; Zain Eldeen et al., 2002; Delvaux and Sperner, 2003). It is an interactive software which was designed to determine the stress field geometry based on the geological data of the area (cracks, slip lines, joints, solutions of earthquake generation mechanisms, etc.). The determination of the directions of the main stress axes σ_1 , σ_2 , σ_3 took place both with the method P-B-T axes and then with the improved method of right dihedral angles applied by the Win-Tensor program.

Furthermore, in the present dissertation, the geomorphological-morphotectonic study of the area plays a very important role in order to understand the imprint of erosional process in a highly neotectonic deformed landscape. With the aim of Geographic Information Systems (GIS), the ArcGIS software (ESRI version 10.3.1, 2015), digitization was done on topographic map sheets for Lesvos (HMGS 1:50.000, 1:5.000) and the northern part of Edremit Gulf. The DEM of the area was the basis both for the creation of thematic maps for the analysis of the relief and for further quantitative geomorphological analysis of the island.

In the research area covered by products of Miocene volcanic activity (21.5-16 Ma), 6 fault zones were identified. The continuation of these ruptured zones is definitely located in the sea. In particular, there were identified: the rupture zone of Central Lesvos, the rupture zone SE of Mantamados, the rupture zone E of Kalloni, the rupture zone of Antissa, the rupture zone of Gavathas (NW of Lesvos) as well as the rupture zone of Vrisa-Vateron.

Based on both the rural data and the data obtained from their processing with the Win-Tensor program, the following tectonic phases were distinguished, from the oldest to the newest: a (N1) extension stress phase with NW-SE direction and with σ_1 in NE-SW direction that is responsible for the sinistral strike slip faults in NNW-SSE direction, a (N2) extension stress phase with NNE-SSW to NE-SW direction, a (N3) extension stress phase with WNW-ESE direction and with σ_1 in NNE-SSW direction, which creates oblique faults in NNW-SSE to NNE-SSW direction, in which the dip slip component is stronger and from the Pliocene a (N4) extensional stress phase in NE-SW direction, where the σ_1 is directed NW-SE particular in the area of the northern coast of Lesvos. In the area of the southern coast, from Eressos Village till Vatera, an

extension stress phase with a direction of NW-SE prevails along with a σ_1 heading NW-SE.

Based on the results of the tectonic processing of the data in Lesvos island and the surrounding area of Edremit basin, the following conclusions are briefly listed: (a) in the northern part of Lesvos there is NE-SW extension with the faults measured of the area showing a significant dextral strike slip component, (b) in the southern part of the island the NNW-SSE to NW-SE extension is stronger than the extension with a NE-SW direction. Collecting more data from the field for the southern part would give a more complete picture of the area, (c) the type of dynamic tectonics that affects the area of Lesvos has a lot of common characteristics with that of the Riedel shear model for an area where a large fault with a strong right-lateral component is active, such as the Edremit fault. This model matches what has been proposed by the international literature for the active region of the northern Aegean (Pavlides S.B. et al., 1990, Chatzipetros A. et al. 2013, Sakellariou D. et al., 2018, Papanikolaou D. et al., 2019) and (d) the fact that extension stress regime develops in two directions, as demonstrated by the calculation of stress tensors after processing the field data, can be interpreted as the result of the action of a pull-apart basin within an area dominated by the tectonic shear regime (Allen & Allen, 2013).

Περιεχόμενα

1	ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
1.1	Βασικές έννοιες Νεοτεκτονικής.....	1
1.1.1	Πώς ορίζεται ο κλάδος της Νεοτεκτονικής;	1
1.1.2	Μορφοτεκτονική- Ένα εργαλείο της Νεοτεκτονικής	2
1.1.3	Νέες μεθοδολογίες τεκτονικής ανάλυσης του μορφοαναγλύφου.....	3
1.1.4	Κριτήρια αναγνώρισης ενεργών ρηγμάτων και ταξινόμηση τους.....	4
1.2	Νήσος Λέσβος και Κόλπος Αδραμυτίου (ΒΑ Αιγαίο)	6
1.3	Μεθοδολογία της παρούσας διατριβής	8
1.4	Σκελετός της διδακτορικής διατριβής	9
2	ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΒΑ ΑΙΓΑΙΟΥ (ΛΕΣΒΟΣ-ΡΗΓΜΑ ΑΔΡΑΜΥΤΙΟΥ)	
10		
2.1	Γεωγραφική θέση της υπό έρευνα περιοχής (Λέσβος, Κόλπος του Αδραμυτίου).....	10
2.1.1	Λέσβος	10
2.1.2	Κόλπος του Αδραμυτίου	12
2.2	Βιβλιογραφική επισκόπηση της γεωλογίας της Λέσβου.....	12
2.2.1	Πετρώματα Προνεογενούς υποβάθρου.....	15
2.2.2	Πετρώματα μεταλπικών σχηματισμών	16
	Νεογενή ιζήματα.....	20
2.3	Γεωλογία της λεκάνης του Αδραμυτίου και της ευρύτερης περιοχής	22
2.4	Νεογενή προϊόντα στην περιοχή του Αδραμυτίου.....	24
3	ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΒΑ ΑΙΓΑΙΟΥ	26
3.1	Γεωτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής Ελληνίδων (Αιγαίο-Ανατόλια)	26
3.2	Σημερινή γεωδυναμική εικόνα της Ελλάδας	28
3.3	Το εφελκυστικό πεδίο στον χώρο του Αιγαίου	31
3.4	Τεκτονική δομή του Βόρειου Αιγαίου	33
3.5	Γεωδυναμικό καθεστώς του Βορείου Αιγαίου και το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας	43
3.6	Η Δυτική Ανατολία και η τεκτονική της.....	45
3.7	Τεκτονικό βύθισμα του Αδραμυτίου (Edremit Graben)	46
3.8	Τεκτονική δομή της Λέσβου από παλιότερες μελέτες.....	51
3.9	Οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες στη Λέσβο από νεότερα δεδομένα.....	53

4	ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΝΕΚΤΟΝΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ (ΒΟΡΕΙΑ ΛΕΣΒΟΣ)	57
4.1	Ρηξιγενείς επιφάνειες στη Βόρεια Λέσβο	57
4.1.1	Βόρεια και ανατολικά του Σιγρίου	59
4.1.2	Η ρηξιγενής ζώνη της Άντισσας	65
4.1.3	Ρηξιγενής Ζώνη Του Γαβαθά	67
4.1.4	Περιοχή Βατούσας-Ανεμότιας-Σκαλοχωρίου-Σκουτάρου	74
4.1.5	Περιοχή Πέτρας-Στύψης-Υψηλομέτωπο-Πελόπης	78
4.1.6	Περιοχή Θερμά Λουτρά-Άργεννος-Λεπέτυμνος-Συκαμινιά	86
4.1.7	Περιοχή Κεντρικής Λέσβου (Κλειώ-Κάπη)	93
4.1.8	Περιοχή Νάπης	97
4.1.9	Αγία Παρασκευή	100
4.1.10	Νότια του Μανταμάδου	103
4.1.11	Περιοχή Babakale-Asssos	105
5	ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ Ν. ΛΕΣΒΟΥ	109
5.1	Ρηξιγενείς επιφάνειες στη Νότια Λέσβο (Δυτικά από τον Κόλπο της Καλλονής)	109
5.1.1	Ρηξιγενείς επιφάνειες στην περιοχή της Ερεσού	109
5.1.2	Περιοχή Ερεσού-Μεσότοπου	115
5.1.3	Περιοχή Μεσότοπου-Άγρα-Παράκουλα	120
5.2	Ρηξιγενείς επιφάνειες στη Νότια Λέσβο (Ανατολικά από τον Κόλπο της Καλλονής)	131
5.2.1	Ρηξιγενείς επιφάνειες στην περιοχή της Αχλαδεράς	131
5.2.2	Περιοχή Πολιχνίτου	136
5.2.3	Περιοχή Βρίσας-Βατερών	142
6	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ	147
6.1	ΤΑΣΗ	147
6.2	ΠΕΔΙΟ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ	148
6.2.1	Στάδια επεξεργασίας	151
6.2.2	Είδη των πεδίων των τάσεων	153
6.3	Τεκτονική επεξεργασία δεδομένων υπαίθρου	154
6.3.1	Περιοχή βόρεια και ανατολικά από τον οικισμό του Σιγρίου	154
6.3.2	Περιοχή Γαβαθά	159
6.3.3	Περιοχή Βατούσας-Ανεμότιας-Σκαλοχωρίου-Σκουτάρου	164
6.3.4	Περιοχή Πέτρας-Στύψης-Υψηλομέτωπο-Πελόπης	169

6.3.5	Περιοχή Θερμά Λουτρά-Άργεννος-Λεπέτυμνος-Συκαμινιά	173
6.3.6	Περιοχή Κλειούς-Κάπης	177
6.3.7	Περιοχή Νάπης	182
6.3.8	Περιοχή Αγίας Παρασκευής	185
6.3.9	Περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών	188
6.3.10	Περιοχή Ερεσού	192
6.3.11	Περιοχή Μεσότοπου	195
6.3.12	Περιοχή Άγρα-Παράκοιλα	200
6.4	Διάκριση τεκτονικών φάσεων	204
7	ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ	214
7.1	Γενικά	214
7.1.1	Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)	214
7.1.2	Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)	215
7.1.3	Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)	216
7.1.4	Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, S)	216
7.2	Μεθοδολογία γεωμορφολογικής ανάλυσης	218
7.3	Περιοχή Γαβαθά	224
7.3.1	Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, Smf)	224
7.3.2	Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)	225
7.3.3	Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)	226
7.3.4	Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)	227
7.4	Περιοχή Μήθυμνας-Εφθαλού-Συκαμινιάς	229
7.4.1	Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, Smf)	229
7.4.2	Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)	230
7.4.3	Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)	231
7.4.4	Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)	232
7.5	Περιοχή της Κεντρικής Λέσβου	234

7.5.1	Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)	234
7.5.2	Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)	236
7.5.3	Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)	236
7.6	Περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών	238
7.6.1	Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, Smf)	238
7.6.2	Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)	240
7.6.3	Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)	240
7.6.4	Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)	241
8	ΣΕΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ	244
8.1	Ιστορικοί σεισμοί-Πρόσφατη σεισμικότητα	244
8.2	Μηχανισμοί γένεσης σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Λέσβου	255
9	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	257
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	283

1 ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Βασικές έννοιες Νεοτεκτονικής

1.1.1 Πώς ορίζεται ο κλάδος της Νεοτεκτονικής;

Στην επιστήμη της Γεωλογίας, ο όρος «Τεκτονική» αναφέρεται στις διεργασίες, τις δομές και τα είδη μορφοαναγλύφου που συνδέονται με την παραμόρφωση του γήινου φλοιού (Keller & Pinter, 1996). Οι διεργασίες αυτές αφορούν τις διαταραχές μεγάλης κλίμακας του γήινου φλοιού που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της ζωής της Γης, όπως οι ορογενέσεις.

Για τις νεώτερες τεκτονικές διεργασίες μικρότερης κλίμακας, θεωρήθηκε αναγκαία η εισαγωγή του όρου «Ενεργός Τεκτονική». Με τον όρο «Ενεργό Τεκτονική», η Αμερικανική Γεωλογική Υπηρεσία αναφέρεται στο σύνολο των τεκτονικών κινήσεων, οι οποίες πρόκειται να πραγματοποιηθούν μέσα σ' ένα μελλοντικό διάστημα το οποίο έχει αξία για την καθημερινή ζωή μιας κοινωνίας.

Έτσι, τα τελευταία χρόνια προστέθηκε στον τομέα της Τεκτονικής Γεωλογίας, ένας καινούργιος επιστημονικός κλάδος, αυτός της Νεοτεκτονικής. Οι προσπάθειες για να αποδοθεί ο σωστός ορισμός της σύνθετης λέξης, Νεοτεκτονικής, είναι πολλές. Σύμφωνα μ' αυτές, η Νεοτεκτονική είναι η μελέτη των νέων και πρόσφατων κινήσεων, οι οποίες έλαβαν χώρα στο τέλος του Τριτογενούς και στο πρώτο μισό του Τεταρτογενούς (Obruchev, 1948, Gerbova & Tichomirov, 1982). Επίσης σύμφωνα με τους Παυλίδη και Μουντράκη 1986, μια πιο ολοκληρωμένη διατύπωση υποστηρίζει ότι: «Η Νεοτεκτονική είναι η μελέτη των νέων τεκτονικών δομών (κληρονομημένων ή νεοσχηματισθέντων) και γεγονότων, τα οποία έχουν συμβεί ή συνεχίζουν να συμβαίνουν σε μια συγκεκριμένη περιοχή, μετά τις τελευταίες ορογενετικές διαδικασίες που έλαβαν χώρα στην περιοχή αυτή (τουλάχιστον για πρόσφατες ορογενετικές διαδικασίες) ή ακριβέστερα μετά από την τελευταία αξιοσημείωτη τεκτονική ανακατάταξη της περιοχής». Αξίζει να σημειωθεί ότι όλοι οι ορισμοί που έχουν δοθεί κατά καιρούς, δεν μπορούν να συμφωνήσουν στον καθορισμό του χρονικού ορίου της έναρξης των νεοτεκτονικών γεγονότων. Για τη σχετική χρονολόγηση των νεοτεκτονικών γεγονότων χρησιμοποιούμε κριτήρια κυρίως στρωματογραφικά με προσδιορισμούς απολιθωμάτων. Για την απόλυτη χρονολόγηση τους χρησιμοποιούμε παλιομαγνητικά δεδομένα (μαγνητοστρωματογραφία), ραδιοχρονολογήσεις και διάφορες άλλες μεθόδους. Όπως είναι γνωστό, το Νεογενές και το Τεταρτογενές καλύπτουν περίπου τα τελευταία 25 εκατομμύρια χρόνια (Ma) του Καινοζωικού αιώνα.

Με δεδομένο ότι τα νεοτεκτονικά γεγονότα είναι τα τελευταία τεκτονικά γεγονότα που έχουν δράσει και άρα έχουν διαμορφώσει το μορφοανάγλυφο μιας περιοχής, δόθηκε

ιδιαίτερη βαρύτητα στον τομέα της Νεοτεκτονικής, στις σχέσεις γεωμορφολογικών δομών με τις πρόσφατες τεκτονικές κινήσεις. Έτσι προτάθηκε ο όρος Μορφο-Νεοτεκτονική (Panizza, 1991), για τον κλάδο των γεωεπιστημών που ασχολείται με τις σχέσεις γεωμορφολογικών δομών και πρόσφατων κινήσεων.

1.1.2 Μορφοτεκτονική- Ένα εργαλείο της Νεοτεκτονικής

Τα γεωλογικά δεδομένα σε συνδυασμό με τις πληροφορίες που συλλέγονται από τις σεισμολογικές, γεωδαιτικές, ιστορικές, αρχαιολογικές μελέτες βοηθούν στην κατανόηση της τεκτονικής παραμόρφωσης μιας περιοχής. Ιδιαίτερη θέση για τη νεοτεκτονική έρευνα κατέχουν οι γεωμορφολογικές μελέτες, κατά τις οποίες γίνεται αξιολόγηση του αναγλύφου, των πρηνών και των αποθέσεων που δημιουργούνται από ενεργές τεκτονικές διαδικασίες. Τις παρατηρήσεις του μορφοαναγλύφου όπως ποτάμιας-θαλάσσιες αναβαθμίδες, παλιές ακτογραμμές, ανυψώσεις και καταβυθίσεις, πρηνή κτλ, μελετούν οι γεωμορφολόγοι σε συνδυασμό με τις πρόσφατες τεκτονικές διεργασίες, δίνοντας έτσι έμφαση στην έρευνα της Νεοτεκτονικής, δημιουργώντας έναν ιδιαίτερο κλάδο, αυτόν της Μορφοτεκτονικής.

Η Μορφοτεκτονική, αποτελεί ένα σύγχρονο κλάδο της Τεκτονικής Γεωλογίας, που συνδυάζει μεθόδους κυρίως της ποσοτικής γεωμορφολογίας για να εντοπίσει νεοτεκτονικές και ενεργές δομές του ανώτερου φλοιού που είναι αποτυπωμένες στη γήινη επιφάνεια. Η μεταβολή του γήινου αναγλύφου μπορεί να είναι σταδιακή ή απότομη όπως η επίδραση των σεισμών, των ηφαιστειακών εκρήξεων, των κατολισθήσεων, των τσουνάμι κ.α. Όλες αυτές οι διεργασίες σε συνδυασμό με την φύση και τη δομή των πετρωμάτων, τις κλιματικές και βιολογικές συνθήκες σχηματίζουν το μορφοανάγλυφο.

Η νεοτεκτονική δραστηριότητα αντανακλάται πολύ καλά στο σχήμα ανάπτυξης του σημερινού υδρογραφικού συστήματος μιας περιοχής καθώς επίσης και στο ορεινό μέτωπο. Εξαιτίας του διαφορετικού βαθμού διάβρωσης που εμφανίζουν οι γεωλογικοί σχηματισμοί και τα πετρώματα μιας περιοχής, τα ρέματα ενός υδρογραφικού δικτύου μπορούν να επηρεασθούν από τις μεταβολές της γεωλογίας (λιθολογία, διαρρήξεις). Η τεκτονική παραμόρφωση μπορεί επίσης να επηρεάσει την μορφολογία του πυθμένα μίας κοιλάδας καθώς και το επίπεδο των ποταμών, είτε ανυψώνοντας το είτε ταπεινώνοντας το (Schumm, 1986; Humphrey & Konrad, 2000; Snyder et.al, 2000). Επίσης η ενεργός τεκτονική οδηγεί πολλές φορές στη μεταβολή της διεύθυνσης των ρεμάτων, στην αποκοπή των υδρογραφικών δικτύων και στη δημιουργία κομβικών σημείων, σημείων όπου αλλάζει απότομα η κλίση των ρεμάτων (Humphrey & Konrad, 2000). Επίσης τα ρηξιγενή μέτωπα-πρηνή μας δίνουν πληροφορίες για την νεοτεκτονική δραστηριότητα μιας περιοχής (Keller & Pinter, 2002).

Στη διαμόρφωση όμως του γήινου αναγλύφου θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψιν και οι εξωτερικές διεργασίες οι οποίες τείνουν να ομαλοποιήσουν το ανάγλυφο, δημιουργώντας έτσι μία πιο σύνθετη εικόνα στην ύπαιθρο. Η αλληλεπίδραση των εσωτερικών και των εξωτερικών διεργασιών, με σπουδαιότερη αυτή των εσωτερικών,

και ο εντοπισμός του βαθμού επίδρασης αυτών στο μορφοανάγλυφο, πρέπει να διαχωρίζεται, προκειμένου να ταυτοποιούνται οι ενεργές δομές στην ύπαιθρο.

Οι διαδικασίες της διάβρωσης που επηρεάζουν το μορφοανάγλυφο θα πρέπει επομένως να συνεκτιμώνται εξετάζοντας διάφορους γεωμορφοτεκτονικούς δείκτες όπως (υδρογραφικό δίκτυο, μέτωπα των βουνών κ.α.).

Στο πλαίσιο αυτής της διατριβής λαμβάνονται υπόψη όλα τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της μελετηθείσας περιοχής σε σχέση με τις διαβρωτικές και τεκτονικές διαδικασίες, καθώς αυτά τα χαρακτηριστικά μπορούν να φανούν ιδιαίτερα χρήσιμα στον καθορισμό της τεκτονικής παραμόρφωσης τόσο σε μικρή όσο και σε μεγάλη κλίμακα.

1.1.3 Νέες μεθοδολογίες τεκτονικής ανάλυσης του μορφοαναγλύφου

Η τεκτονική παραμόρφωση που κυριαρχεί σε μια περιοχή, δεν είναι εύκολο πάντα να εκτιμηθεί. Πολλοί είναι οι παράγοντες που εμποδίζουν τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων σε μια περιοχή, τάσεις που προέρχονται κυρίως από την δυσκολία εξέτασης των τεκτονικών δομών εξαιτίας:

- Της πυκνής βλάστησης
- Του απότομου αναγλύφου και έλλειψη προσβασιμότητας
- Της πυκνής δόμησης
- Των παράκτιων ζωνών
- Των περιοχών με απουσία ιστορικών σεισμών
- Της πολυφασικής τεκτονικής

Στις παραπάνω περιοχές, όπου είναι δύσκολο να πραγματοποιηθεί η χαρτογράφηση τους ή οποιαδήποτε άλλη νεοτεκτονική έρευνα, κρίνεται αναγκαία η χρήση νέων μεθοδολογιών για τον εντοπισμό των νεοτεκτονικών δομών. Επίσης αυτές οι περιοχές είναι τις περισσότερες φορές ορεινές κάτι που καθιστά τη γεωλογική χαρτογράφηση δύσκολη και επομένως ακόμη πιο δύσκολη την εκτίμηση της πρόσφατης τεκτονικής δραστηριότητας στην περιοχή.

Για το λόγο αυτό χρησιμοποιούμε συμπληρωματικά τεχνικές γεωπληροφορικής όπως για παράδειγμα η χαρτογράφηση με βάση δορυφορικές εικόνες, την ανάλυση ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (DEMs) κ.α. Όλα τα δεδομένα που προκύπτουν οδηγούν στην αναγνώριση πολλών τεκτονικών και γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών. Η μελέτη και ανάλυση αυτών των χαρακτηριστικών όπως οι τεκτονικές γραμμώσεις, διαρρήξεις, τύποι υδρογραφικών συστημάτων μπορούν να μας παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για τον τρόπο τεκτονικής εξέλιξης του αναγλύφου μιας περιοχής.

Για τον υπολογισμό και την εκτίμηση του σύγχρονου πεδίου των τάσεων μιας περιοχής, εφαρμόζονται κυρίως στην Αμερική και την Ιαπωνία πολύ εξελιγμένες τεχνικές και συστήματα. Αυτές όμως οι τεχνικές είναι πολύ ακριβές και τις περισσότερες φορές είναι απαγορευτική η χρήση τους σε μη αναπτυγμένες ή περιοχές που βρίσκονται υπό

ανάπτυξη. Έτσι χρησιμοποιούνται τεχνικές χαμηλού κόστους για την καλύτερη εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου μιας περιοχής.

Οι βάσεις δεδομένων που προκύπτουν από δορυφορικές εικόνες (δεδομένα τηλεπισκόπησης) προσφέρονται σήμερα δωρεάν στο ερευνητικό κοινό και μπορούν άμεσα να χρησιμοποιηθούν. Τέτοιες βάσεις δεδομένων μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την λιθολογική αναγνώριση ή την χαρτογράφηση γραμμώσεων, προσφέροντας νέα δεδομένα για την περιοχή και την εκτίμηση της τεκτονικής δραστηριότητας της περιοχής (Crosta 1989; Suzen & Toprak, 1998; Won-In & Charusiri, 2003; Masoud & Koike, 2006).

Η παρούσα διατριβή στοχεύει στο συνδυασμό τόσο της γεωλογικής πληροφορίας υπαίθρου με τα δεδομένα των νέων τεχνικών όσο και την εφαρμογή των δεδομένων της νέας τεχνολογίας εντοπισμού νεοτεκτονικών δομών σε περιοχές που η πληροφορία υπαίθρου είναι πολυσύνθετη. Έτσι μ' αυτόν τον τρόπο μπορούμε να επεκτείνουμε την χαρτογράφηση ρηξιγενών ζωνών σε περιοχές όπου χάνεται η επιφανειακή διάρρηξη εξαιτίας μεγάλων αλμάτων που παρουσιάζουν τα ενεργά ρήγματα (ρήγματα που χάνονται κάτω από μεγάλους κόλπους ή ρήγματα που καλύπτονται από μεγάλα πάχη νεότερων γεωλογικών σχηματισμών). Γι' αυτό το λόγο πολλά ενεργά ρήγματα δεν έχουν επιφανειακή διάρρηξη σε διάφορες περιοχές ενδιαφέροντος και έτσι δεν παρουσιάζονται στους δημοσιευμένους γεωλογικούς χάρτες, η δημιουργία των οποίων βασίζεται κυρίως στην γεωλογική χαρτογράφηση υπαίθρου.

1.1.4 Κριτήρια αναγνώρισης ενεργών ρηγμάτων και ταξινόμηση τους

Τα κριτήρια για τον εντοπισμό των νεοτεκτονικών ζωνών και τον χαρακτηρισμό τους ως ενεργών διακρίνονται σε κατηγορίες (Παυλίδης 2003, Παυλίδης 2008, Ambraseys 1998, Παπαζάχος 2004, Chatzipetros et al., 2013):

α) Γεωλογικά κριτήρια: Ένα ρήγμα μπορεί να χαρακτηριστεί γεωλογικά ενεργό όταν αποδεδειγμένα δραστηριοποιήθηκε ή επαναδραστηριοποιήθηκε κατά το πολύ πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν (Άνω Πλειστόκαινο και Ολόκαινο). Αυτό μπορεί να διαπιστωθεί άμεσα από την ηλικία των σχηματισμών που επηρεάζει. Ένα γεωλογικά ενεργό ρήγμα μπορεί να παρουσιάζει ένα ή και περισσότερα από τα παρακάτω πρόσφατα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά όπως: αναβαθμίδες τεκτονικής προέλευσης, νεοτεκτονικά εξάρματα, νεοσχηματισθείσες τεκτονικές κοιλάδες, απότομη αλλαγή διεύθυνσης χειμάρρων, τεκτονικά πρηνή με μεγάλες κλίσεις, (απότομες πλαγιές), έντονη κατά βάθος διάβρωση, κυματοειδής διάταξη πρόσφατων ιζημάτων που οφείλεται σε τεκτονικά αίτια, τριγωνικές επιφάνειες πρηνών κατά μήκος των ρηγμάτων κ.α. Η ενεργός δράση των ρηγμάτων μπορεί να συνοδεύεται από την ύπαρξη θερμομεταλλικών πηγών και την ανάπτυξη γεωθερμικών πεδίων στην ευρύτερη περιοχή, ενώ κατά την υπαίθρια γεωλογική παρατήρηση οι ιδιαίτερα λειασμένες κατοπτρικές επιφάνειες των ρηγμάτων αποδεικνύουν τον ερεργότους χαρακτήρα. Ο συνδυασμός των παραπάνω κριτηρίων, μαζί με τα σεισμολογικά και γεωδαιτικά

δεδομένα, οδηγεί σε πιο αξιόπιστα συμπεράσματα αναφορικά με την ενεργό δράση των ρηγμάτων.

β) Σεισμοϊστορικά κριτήρια: Πληροφορίες από ιστορικές πηγές για μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς που συνδέονται επίσης με μετακινήσεις εδαφών, κατολισθήσεις, αλλαγές ροής χειμάρρων ή πηγών κ.α. αποτελούν σοβαρές ενδείξεις για τον χαρακτηρισμό μιας περιοχής ως ενεργής.

γ) Γεωφυσικά κριτήρια: Πληροφορίες όπως βαρυτομετρικές ανωμαλίες ή ακριβείς υπολογισμοί της δομής του φλοιού διαφόρων σεισμοτεκτονικών τεμαχών, συμβάλλουν ουσιαστικά στην κατανόηση της ενεργού τεκτονικής.

δ) Σεισμολογικά κριτήρια: Μεγάλοι ή ακόμη και μικροί σεισμοί και σεισμικές ακολουθίες, τα επίκεντρα και τα εστιακά βάθη των οποίων είναι καθορισμένα από μεγάλο δίκτυο σεισμολογικών σταθμών, μπορούν να ορίσουν τη θέση των ενεργών ρηγμάτων.

ε) Παλαιοσεισμολογικά κριτήρια: Οι παλαιοσεισμολογικές μέθοδοι, όπου μπορούν αυτές να εφαρμοσθούν, αποτελούν τα πλέον αξιόπιστα δεδομένα και αποδείξεις για τον χαρακτηρισμό των ρηγμάτων ως ενεργών, με ποσοτικές παραμέτρους, όπως αριθμός και είδος παλαιοσεισμών, άλματά τους, ρυθμός ολίσθησης κ.α.

Με αυτά τα κριτήρια τα ρήγματα μπορούν να χαρακτηριστούν ως ενεργά, πιθανά ενεργά, ρήγματα αβέβαια ενεργά και αδρανή ή ανενεργά ρήγματα. Χρησιμοποιώντας ορισμούς από τη διεθνή βιβλιογραφία, δόθηκε ο ελληνικός ορισμός για το ενεργό ρήγμα:

«Ως ενεργό ρήγμα (Capable or Active Fault) ορίζεται το ρήγμα με επιφανειακή έκφραση ή στο εσωτερικό του φλοιού (τυφλό ρήγμα), που παρουσιάζει ενδείξεις κίνησης, προσδιορισμένες με μορφοτεκτονικά, γεωλογικά, σεισμολογικά, γεωφυσικά, παλαιοσεισμολογικά και γεωδαιτικά κριτήρια, κατά τη διάρκεια των τελευταίων εκατοντάδων ή χιλιάδων ετών, κυρίως στο Ολόκαινο (11.000 χρόνια), μετατόπιση που κυμαίνεται από 0.1-0.5 m ανά σεισμικό γεγονός και με ένα μέσο ρυθμό ολίσθησης τουλάχιστον λίγων mm/yr ή είναι συνδεδεμένο με ένα άλλο γνωστό ενεργό ρήγμα (κλάδος ή segment) ή συνδέεται με δύο και περισσότερα σεισμικά συμβάντα καταγραμμένα με σειсмоγράφους μεγέθους 2 και μεγαλύτερους (μικροσεισμικότητα), καθιστώντας το μια πιθανή πηγή σεισμικής απειλής στις κατασκευές, που είναι κτισμένες ή πρόκειται να κατασκευαστούν κατά μήκος του».

Στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο τα ενεργά ρήγματα διακρίνονται σε τρεις (3) κατηγορίες, ανάλογα με το βαθμό ενεργότητας τους και του βαθμού επικινδυνότητάς τους:

- ✓ Ολοκαινικά ενεργά ρήγματα (με σαφή γεωμορφολογική έκφραση και παλαιοσεισμολογικά δεδομένα, με δραστηριότητα και επιφανειακή μετατόπιση στα τελευταία 11.000 χρόνια)

- ✓ Υστεροτεταρτογενή ενεργά ρήγματα (με δραστηριότητα από το τέλος της Εέμιας μεσοπαγετώδους περιόδου, δηλ. στα τελευταία 126.000 χρόνια), και
- ✓ Πλειο-Τεταρτογενή ενεργά ρήγματα (με γεωμορφολογικά και παλαιοσεισμολογικά δεδομένα, και δραστηριότητα κατά τις περιόδους Πλειοκαίνου και Τεταρτογενούς γενικά, μετά την οριστική διαμόρφωση του γεωδυναμικού συστήματος σύγκρουσης των λιθοσφαιρών πλακών στο χώρο του Αιγαίου).

Ωστόσο, για τον χαρακτηρισμό ενός ρήγματος μόνο με γεωλογικά κριτήρια ως ενεργού ή ως τεκτονικά αδρανές θα πρέπει κανείς να είναι επιφυλακτικός. Υπάρχουν πολλά παραδείγματα τεκτονικά αδρανών ρηγμάτων από τη διεθνή βιβλιογραφία τα οποία επαναδραστηριοποιήθηκαν προκαλώντας μεγάλα προβλήματα.

1.2 Νήσος Λέσβος και Κόλπος Αδραμυτίου (ΒΑ Αιγαίο)

Η περιοχή της έρευνας, δηλ. η νήσος Λέσβος και το ρήγμα του Αδραμυτίου επιλέχθηκε επειδή η παραπάνω περιοχή συνδυάζει τα παρακάτω χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται πολύ κοντά στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου και στο νοτιοδυτικό άκρο του νότιου κλάδου του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας δηλαδή στο επίκεντρο της αλληλεπίδρασης μικροπλακών.
- Αποτελεί τμήμα του εφελκυστικού συστήματος του Αιγαίου (Aegean Extensional System) το οποίο σχηματίζει μία από τις πιο θεαματικές και πολύ καλά μελετημένες περιοχές ηπειρωτικού εφελκυσμού της χώρας μας.
- Διαθέτει μία σημαντική γεωθερμική ανωμαλία τόσο η Λέσβος όσο και η περιοχή της Δυτικής Ανατολίας
- Αποτελεί τμήμα μιας ευρύτερης ηφαιστειακής περιοχής που καταλαμβάνει μία έκταση με περίπου 150km προς ανατολικά.
- Παρουσιάζει έντονη σεισμική δραστηριότητα με επίκεντρα τα οποία κατανέμονται κυρίως στη θαλάσσια περιοχή βόρεια και νότια της Λέσβου αλλά και πάνω στο ίδιο το νησί.
- Στη Λέσβο είναι ενεργό το ρήγμα της Αγίας Παρασκευής, το οποίο συνδέεται με τον ιστορικό σεισμό που έλαβε χώρα στο νησί στις 7 Μαρτίου του 1867 και ο οποίος προκάλεσε ισχυρό «ταρακούνημα» σ' όλο το νησί (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 2003) και έγινε αισθητός στην κεντρική Ελλάδα, και σε μεγάλο τμήμα της Δυτικής Τουρκίας. Ο σεισμός αυτός στοίχισε τη ζωή σε πάνω από 1000 ανθρώπους συνολικά.
- Στην Κεντρική και Δυτική Λέσβο εμφανίζεται ένα από τα ομορφότερα και σπανιότερα σε παγκόσμια κλίμακα μνημεία γεωλογικής κληρονομιάς, το Απολιθωμένο Δάσος της Λέσβου. Η ανακήρυξή του ως «Διατηρητέο Μνημείο της Φύσης» (ΠΔ 443/1985) και η ένταξη του στο Παγκόσμιο Δίκτυο Γεωπάρκων της Unesco, βοήθησε τόσο στην προστασία της περιοχής όσο και

την ανάδειξη του Μνημείου, καθώς η αδιάκοπη έρευνα σ' όλη την έκταση του καθιστά το τμήμα αυτό της Λέσβου ως μοναδικό εργαστήριο γεωλογικής μελέτης.

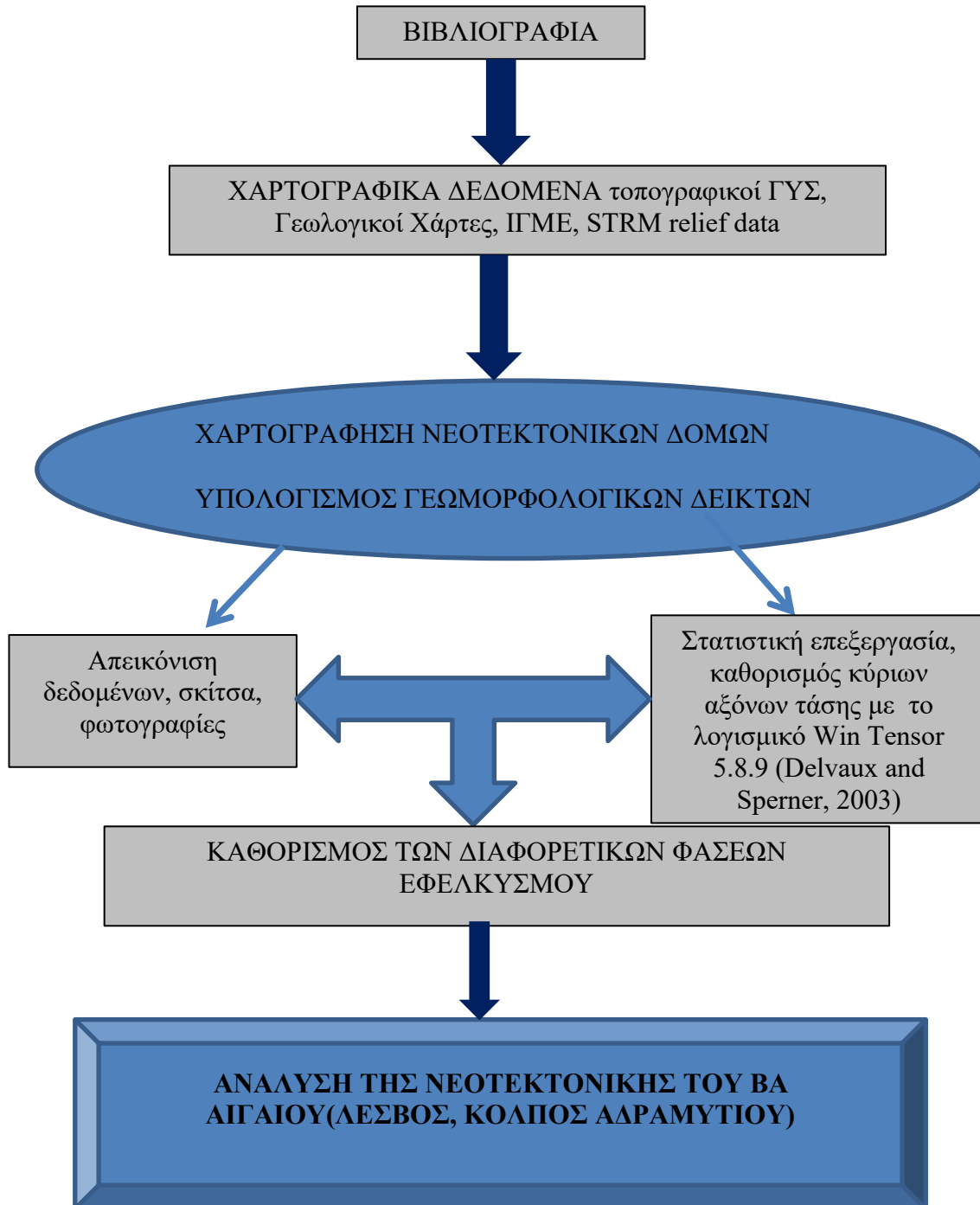
Έχοντας υπόψιν τα παραπάνω, στην παρούσα διδακτορική τέθηκαν προς διερεύνηση τα εξής ερωτήματα:

- Πώς επηρεάζει το ρήγμα του Αδραμυτίου, που αποτελεί τη συνέχεια του νότιου κλάδου της Βόρειας Ανατολίας την τεκτονική της Λέσβου;
- Ποιο είναι το πεδίο της τάσης που κυριαρχεί στην περιοχή;
- Ποιες οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες που παραμορφώνουν τα Ηφαιστειακά-Νεογενή & Τεταρτογενή Ιζήματα στη Λέσβο;
- Πώς αποτυπώνονται οι παραπάνω ρηξιγενείς ζώνες πάνω στο μορφοανάγλυφο της Λέσβου;
- Ποιο τεκτονικό μοντέλο ταιριάζει στην περιοχή με βάση τις κύριες ρηξιγενείς ζώνες;
- Ποια ερμηνεία μπορούμε να δώσουμε ως προς τη σημαντική γεωθερμική ανωμαλία που παρουσιάζει τόσο η Λέσβος όσο και η περιοχή της Δυτικής Ανατολίας;

Στόχοι της παρούσας διατριβής, είναι να δοθούν απαντήσεις στα παραπάνω ερωτήματα.

1.3 Μεθοδολογία της παρούσας διατριβής

Προκειμένου να υλοποιηθεί η παρούσα διατριβή, οι εργασίες επιμερίσθηκαν σε διαφορετικά τμήματα, τα οποία απεικονίζονται στο Σχ. 1.



Σχ. 1.: Σχηματική απεικόνιση της μεθοδολογίας, με την οποία έλαβε χώρα η παρούσα διδακτορική διατριβή.

1.4 Σκελετός της διδακτορικής διατριβής

Με την παρούσα διδακτορική διατριβή γίνεται προσπάθεια ερμηνείας των νεοτεκτονικών δομών που αποτυπώνονται στα πετρώματα της Λέσβου.

Ο σκελετός της διδακτορικής διατριβής αποτελείται από τα παρακάτω κεφάλαια:

Στο Κεφάλαιο 1, γίνεται εισαγωγή των βασικών εννοιών της Νεοτεκτονικής, θέτονται τα ερωτήματα και οι στόχοι της διατριβής.

Στο Κεφάλαιο 2, αναλύεται η γεωλογική δομή της Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής του κόλπου του Αδραμυτίου, σύμφωνα με τη βιβλιογραφία.

Στο Κεφάλαιο 3, αναλύεται η τεκτονική δομή της Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής του κόλπου του Αδραμυτίου, σύμφωνα με τη βιβλιογραφία.

Στο Κεφάλαιο 4, παρουσιάζονται αναλυτικά τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν από τη Νεοτεκτονική χαρτογράφηση του Βόρειου τμήματος του νησιού.

Στο Κεφάλαιο 5, παρουσιάζονται αναλυτικά τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν από τη Νεοτεκτονική χαρτογράφηση του Νότιου τμήματος του νησιού.

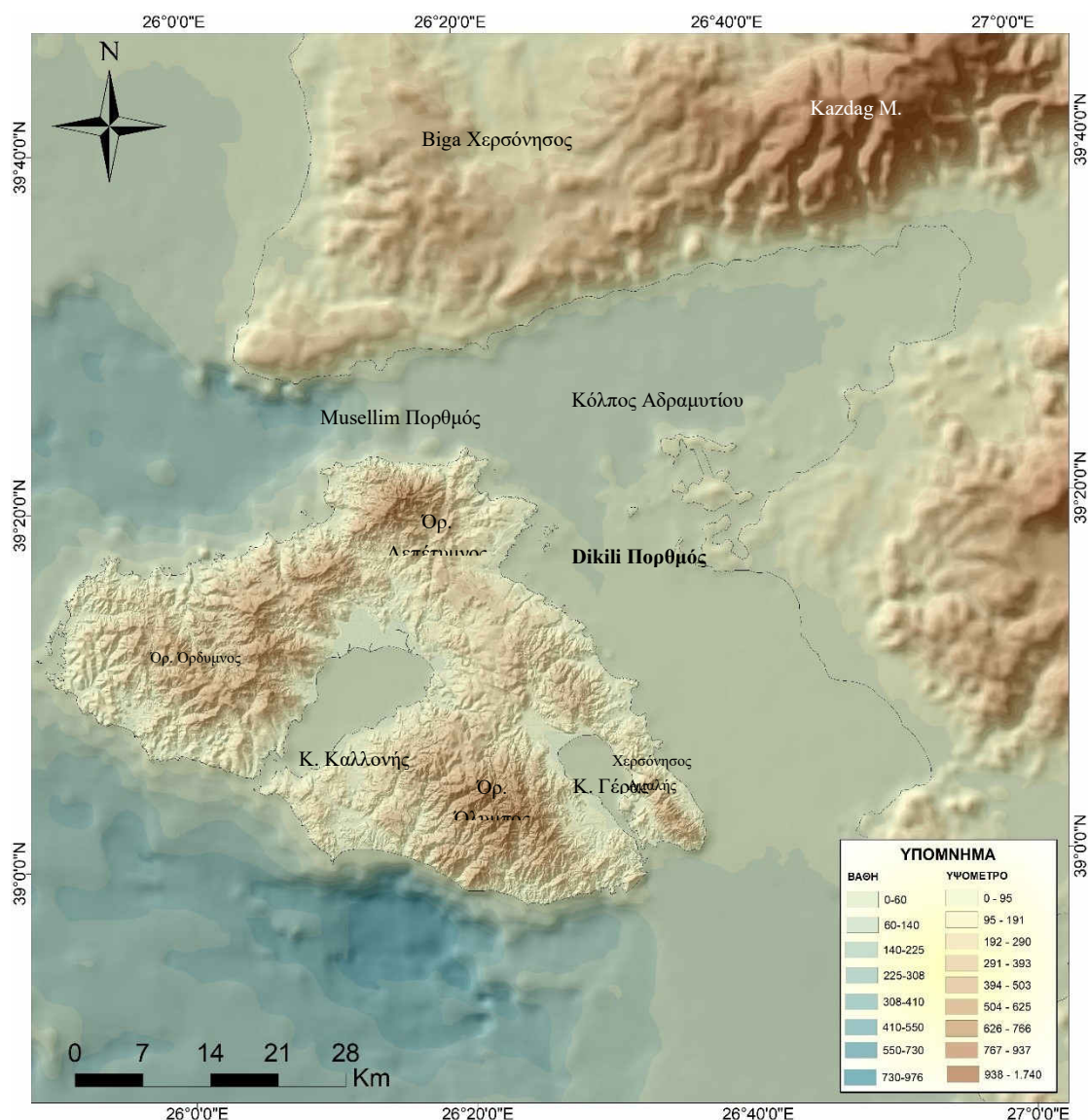
Στο Κεφάλαιο 6, γίνεται η απεικόνιση και επεξεργασία των τεκτονικών μετρήσεων για το νησί της Λέσβου με τη βοήθεια ειδικού λογισμικού προγράμματος

Στο Κεφάλαιο 7, εφαρμόζονται γεωμορφολογικοί δείκτες για συγκεκριμένες περιοχές του νησιού, οι οποίες παρουσιάζουν μεγάλο τεκτονικό ενδιαφέρον.

Στο Κεφάλαιο 8, περιγράφεται η ιστορική σεισμικότητα τόσο στη Λέσβο όσο και στην ευρύτερη περιοχή του Αδραμυτίου.

Στο Κεφάλαιο 9, αναλύονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την παρούσα διδακτορική διατριβή.

- Το βόρειο τμήμα, με κύριο ορεινό όγκο τον Λεπέτυμνο (968m).



Σχ. 3. Γεωμορφολογικός χάρτης της Λέσβου και της περιοχής του Αδραμυτίου, με αποτυπωμένα τα κυριότερα γεωμορφολογικά στοιχεία (Δεδομένα βυθομετρίας από GEBCO Compilation Group 2020, GEBCO 2020 Grid, SRTM, Landsat CDR, Global Land Survey, NASA)

Επίσης, στο δυτικό και βόρειο τμήμα του νησιού, υπάρχουν 6 καλδέρες, αποτέλεσμα της ηφαιστειότητας που επικρατούσε στη περιοχή κατά το Μειόκαινο, (Μ. Kouli et al., 2006). Έτσι, ταξιδεύοντας κανείς από τον Κόλπο της Καλλονής προς τα δυτικά μέσα στα ηφαιστειακά προϊόντα, έχει τη δυνατότητα να περάσει μέσα από τους κρατήρες των διαφόρων ηφαιστειακών κέντρων (Pe-Piper 1978,1980,1997). Σημαντική είναι και η παρουσία των ηφαιστειακών θόλων και λαιμών καθώς και του ιγκνιμβρίτη, που ανυψώνουν την τοπογραφία του νησιού, δημιουργώντας μεγάλες υψομετρικές διαφορές με αποστρογγυλωμένους ορεινούς όγκους και έντονη την απουσία της βλάστησης.

Στη διαμόρφωση της μορφολογίας του νησιού, θα πρέπει να λάβουμε υπόψιν και τη νεοτεκτονική δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής (Mercier et al 1989, Β. Παπαζάχος 2001). Το τεκτονικό πεδίο στην ευρύτερη περιοχή του ΒΑ Αιγαίου σε συνδυασμό με την ηφαιστειότητα της περιοχής, παίζουν κυρίαρχο ρόλο στη διαμόρφωση του αναγλύφου, με μεγάλα βυθίσματα (π.χ. κόλπος Καλλονής) και ανυψώσεις σε άλλες περιοχές (π.χ. Λεπέτυμνος).

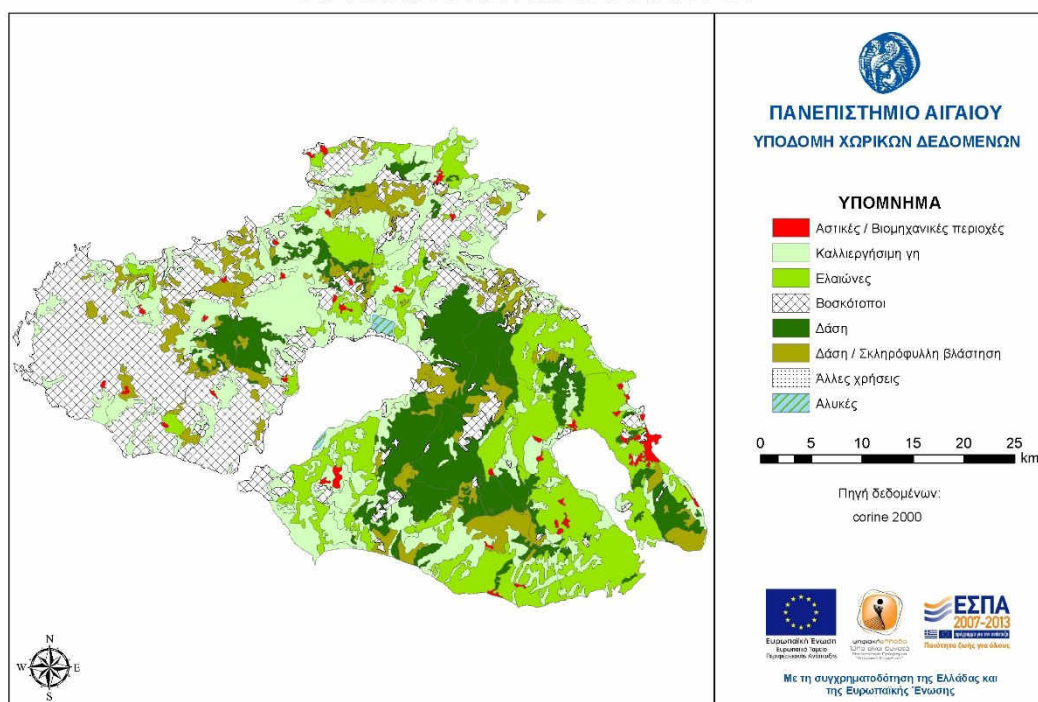
2.1.2 Κόλπος του Αδραμυτίου

Ο κόλπος του Αδραμυτίου, βρίσκεται στο νότιο τμήμα της χερσονήσου Biga της Τουρκίας, και οριοθετεί προς τα βορειοδυτικά τη μικροπλάκα της Ανατολίας. Είναι αποτέλεσμα του ομώνυμου ενεργού ρήγματος (Edremit Fault), το οποίο αποτελεί τμήμα του νότιου κλάδου του πολού μεγάλου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Ο στενόμακρος αυτός κόλπος με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ, αποτελεί συνέχεια της λεκάνης του Αδραμυτίου (Edremit Basin) προς τα δυτικά. Βόρεια του κόλπου, συναντάμε την περιοχή με το μεγαλύτερο υψόμετρο, στο όρος Kazdag (υψόμετρο 1774m), ενώ νοτιότερα, όσο πλησιάζουμε προς τον κόλπο, συναντούμε λιγότερο απότομους λόφους. Ο κόλπος του Αδραμυτίου έχει μήκος 80 Km, ενώ το πλάτος του κυμαίνεται από 1 Km έως 5 Km στα ανατολικά, ενώ στα δυτικά φθάνει τα 30 Km (μέση απόσταση μεταξύ της Λέσβου και των τουρκικών ακτών προς βορρά). Στο βόρειο τμήμα του κόλπου η υφαλοκρηπίδα είναι περισσότερο απότομη και στενή, ενώ στα ανατολικά και στο νότιο τμήμα του εμφανίζεται λιγότερο απότομη και πλατιά. Το βάθος του κόλπου, μεγαλώνει από τα ΒΑ προς τα ΝΔ, είναι κατά μέσο όρο 100 m βαθύς, ενώ βαθύτερό του σημείο είναι 139 m προς τα ΝΔ. Ο κόλπος του Αδραμυτίου οριοθετείται από τον πορθμό Musellim, που αποτελεί το στενότερο πέρασμα μεταξύ της Λέσβου και της χερσονήσου Biga από τα δυτικά και τον πορθμό Dikili ανάμεσα στο Αϊβαλί και στη Λέσβο από τα ανατολικά (Σχ. 3). Στο ανατολικό τμήμα του κόλπου οι ακτές εμφανίζονται πιο απότομες, ενώ μεταβαίνοντας προς τα δυτικά οι μορφολογικές κλίσεις μικραίνουν, δημιουργώντας πιο ομαλό ανάγλυφο. Η μορφολογία του πυθμένα του είναι μη διακοπτόμενη και το βάθος του ολοένα μεγαλώνει προς τα ΝΔ, ενώ πολύ κοντά στις ακτές της Λέσβου φθάνει τα 91m (C. Kurtulus et.al., 2009).

2.2 Βιβλιογραφική επισκόπηση της γεωλογίας της Λέσβου

Μία πρώτη άποψη ως προς τη γεωλογική σύνθεση του νησιού (Σχ. 4), χωρίς λεπτομέρεια, μπορεί να γίνει λαμβάνοντας υπόψη τη διαφοροποίηση της χλωρίδας που παρουσιάζει το νησί. Έχοντας επόμενως υπόψιν ότι τα είδη των πετρωμάτων καθώς επίσης και το έδαφος το οποίο προκύπτει από αυτά επηρεάζουν σε μεγάλο ποσοστό τη βλάστηση μίας περιοχής, θα μπορούσε κανείς να διακρίνει στο νησί τις εξής κατηγορίες πετρωμάτων (Σχ. 5), έχοντας πάντα ως κριτήριο τα διάφορα είδη της βλάστησης και σε συνδυασμό με τον χάρτη των χρήσεων γης της νήσου Λέσβου:

ΧΡΗΣΕΙΣ ΓΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΕΣΒΟΥ



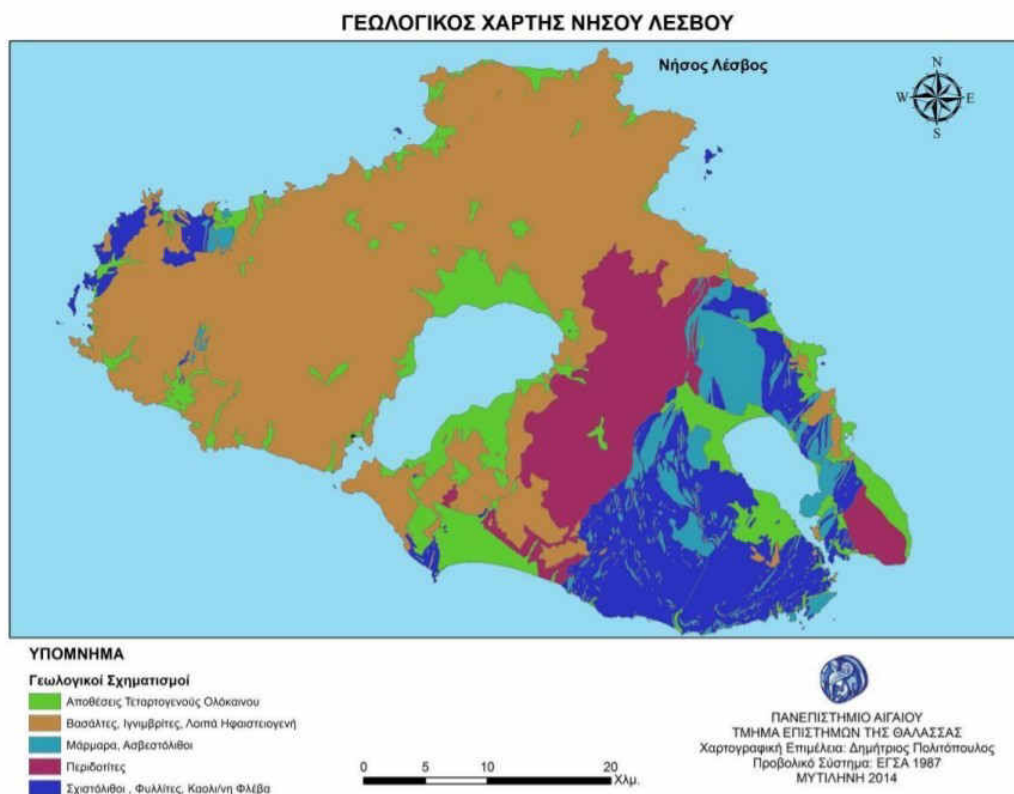
Σχ. 4. Χάρτης των χρήσεων γης της νήσου Λέσβου, Πανεπιστήμιο Αιγαίου

α) Στις περιοχές γύρω από τον κόλπο της Γέρας, απαντώνται τα μεταμορφωμένα πετρώματα, όπου έχει αναπτυχθεί η καλλιέργεια της *Olea europaea* στους κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους και τα φυλλοβόλα πλατύφυλλα δέντρα στους σχιστόλιθους.

β) Στην χερσόνησο της Αμαλής και το κεντρικό τμήμα της Λέσβου δυτικά του Ολύμπου επικρατούν οφιολιθικά πετρώματα, όπου έχουν αναπτυχθεί οι συστάδες της *Pinus brutia* δευτερογενώς και σε βάρος ενός παλαιότερου κλιματικού δάσους από *Quercus infectoria*.

γ) Οι ηφαιστειακοί σχηματισμοί οι οποίοι διακρίνονται στις λάβες μαζί με τους ιγνιμβρίτες και τους ηφαιστειακούς τόφφους. Οι ηφαιστειακές λάβες καταλαμβάνουν το κεντρικό και βόρειο τμήμα του νησιού, γύρω και δυτικά από το κόλπο της Καλλονής, όπου και αναπτύσσονται υποβαθμισμένα δρυοδάση με κυριαρχία της *Quercus pubescens* καθώς επίσης και συστάδες *Pinus brutia*, *Pinus negra* και *Rhododendron Lutenus* και *Poterium spinosum*.

δ) Στο δυτικό τμήμα του νησιού συμπεριλαμβανομένης και της περιοχής του απολιθωμένου δάσους, επικρατούν πυροκλαστικά υλικά και κυριαρχούν ως επί το πλείστον φρύγανα με κύρια είδη τα *Poterium spinosum* και *Centaurea spinosa*.



Σχ. 5. Γενικός γεωλογικός χάρτης της Λέσβου, Πανεπιστήμιο Αιγαίου

Όλα τα παραπάνω βοήθησαν πολλούς ερευνητές από τα τέλη του 19^{ου} αιώνα, να μελετήσουν τη γεωλογική δομή της Λέσβου. Οι περισσότεροι από αυτούς ασχολήθηκαν κυρίως με τη διάκριση των ηφαιστειακών πετρωμάτων με βάση τη σύστασή τους (De Launay L., 1884 & 1894, Georgalas G., 1949) ενώ μια πρώτη προσπάθεια διαχωρισμού της ηφαιστειακής δραστηριότητας στο νησί έγινε από τον Prager M., 1966.

Η πρώτη βασική γεωλογική χαρτογράφηση της Λέσβου έγινε από το ΙΓΜΕ (πρώην ΙΓΕΥ) σε κλίμακα 1:50 000 έγινε από τον Hecht, η οποία διήρκησε από το 1971 έως και το 1972. Τα φύλλα που εκδόθηκαν είναι τα: «Αγία Παρασκευή», «Πλωμάρι-Μυτιλήνη», «Μήθυμνα», «Πολύχνιτος», και «Ερεσσός».

Η νεώτερη γεωλογική χαρτογράφηση έγινε από τους Κατσικάτσο et al. (1982) στο πλαίσιο μελέτης του ΙΓΜΕ με τη χρηματοδότηση της ΔΕΗ και περιλάμβανε τη γεωλογική έρευνα σε κλίμακα 1:50.000 του Νοτιοανατολικού τμήματος της Λέσβου με τα Αλπικά και προαλπικά πετρώματα καθώς και τμήμα της Δυτικής Λέσβου όπου εμφανίζονταν επίσης τα ανάλογα πετρώματα. Οι γεωλογικοί χάρτες που προέκυψαν από την έρευνα των Κατσικάτσου et al. (1982) καθώς και τα συμπεράσματα αυτής της έρευνας ανακοινώθηκαν περιληπτικά (Katsikatsos et al. 1986).

Η Re-Piper (1978, 1980, 1993, 1997) μελέτησε με λεπτομέρεια τους ηφαιστειακούς σχηματισμούς του νησιού. Έτσι προέκυψε η στρωματογραφική διάρθρωση των προϊόντων της ηφαιστειακής δραστηριότητας, λαμβάνοντας υπόψιν τόσο

ραδιομετρικές χρονολογήσεις δειγμάτων όσο και παλαιομαγνητικά δεδομένα (Kondoroulou & Lauer, 1984).

Σύμφωνα με τη γεωλογική χαρτογράφηση του νησιού, στην ευρύτερη περιοχή γύρω από τον Κόλπο της Γέρας καθώς και στην ορεινή περιοχή του Ολύμπου, δηλαδή το ΝΑ τμήμα του νησιού συνιστάται σχεδόν εξολοκλήρου από μία ενότητα προαλπικών και αλπικών πετρωμάτων ενώ σ' όλο το υπόλοιπο τμήμα του νησιού τα πετρώματα του υποβάθρου καλύπτονται από μεταλικά πετρώματα, κυρίως από νεογενή ηφαιστειακά υλικά αλλά και τεταρτογενή ιζήματα.

2.2.1 Πετρώματα Προνεογενούς υποβάθρου

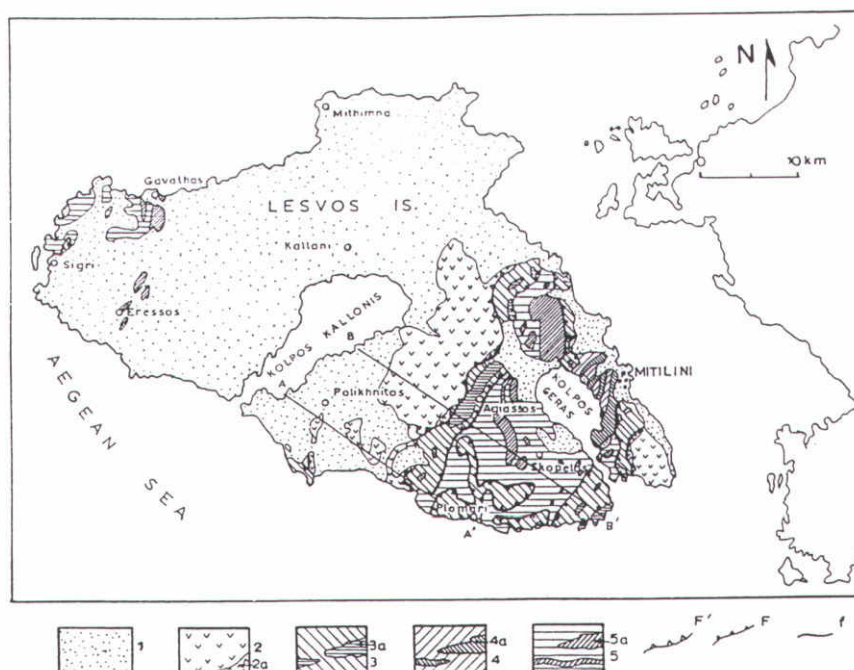
Σύμφωνα με τη νεώτερη γεωλογική χαρτογράφηση των (Katsikatsos et al., 1986), στο ΝΑ τμήμα του νησιού, τα πετρώματα που συνιστούν το υπόβαθρο της περιοχής αποτελούνται, από τα κατώτερα προς τα ανώτερα από (Σχ. 6):

- ✓ Την αυτόχθονη σειρά προαλπικών και αλπικών σχηματισμών.
- ✓ Την αλλόχθονη σειρά σχηματισμών, οι οποίοι συνιστώνται από:
 - α) Το τεκτονικό κάλυμμα μίας ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς σχηματισμών,
 - β) Το τεκτονικό κάλυμμα οφιολιθικών πετρωμάτων.

Αναλυτικότερα τα πετρώματα της αυτόχθονης σειράς αποτελούνται από αλπικούς και προαλπικούς σχηματισμούς από μετακλαστικά πετρώματα σε φακούς και ενστρώσεις ενδιάμεσα κρυσταλλικών ασβεστολίθων και δολομιτών και χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Τα πετρώματα της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς αποτελούνται από σχιστολίθους και ενδιάμεσα στρώσεις ή ολισθόλιθους κρυσταλλικών ασβεστολίθων-δολομιτών και μεταβασικά πετρώματα, όπως πρασινίτες στα ανώτερα της μέλη. Τα πετρώματα αυτά συνιστούν ένα κάλυμμα που χαρακτηρίζεται από πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης και τοποθετείται χρονικά στο Κάτω-Μέσο Τριαδικό.

Τα πετρώματα του τεκτονικού καλύμματος των οφιολίθων που αποτελούνται από υπερβασικά πετρώματα με μεγάλο βαθμό σερπεντινίωσης στη βάση των οποίων έχουν εντοπισθεί αμφιβολίτες και αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι.



Σχ. 6. Γεωλογικός χάρτης της Λέσβου (Κατσικάτσος et al., 1982). Με το 1 συμβολίζονται οι Τεταρτογενείς και Νεογενείς σχηματισμοί, με 2 οι περιδοτίτες και οι σερπεντινίτες, με 2α οι αμφιβολίτες και οι αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι, με 3 οι Τριαδικοί μεταβασίτες και μετακλαστικοί σχηματισμοί, με 3α τα κρυσταλλικά ανθρακικά πετρώματα, με 4 οι Τριαδικοί σχιστόλιθοι και μεταψαμμίτες, με 4α τα κρυσταλλικά ανθρακικά πετρώματα, με 5 οι Νεοπαλαιοζωϊκοί σχιστόλιθοι και οι μεταψαμμίτες, με 5α τα κρυσταλλικά ανθρακικά πετρώματα, με F, F': οι επωθήσεις. f: η τεκτονική επαφή.

Όλα τα παραπάνω πετρώματα, στην παρούσα διατριβή θα τα ονομάζουμε πετρώματα του Προνεογενούς υποβάθρου. Μικρές εμφανίσεις πετρωμάτων του Προνεογενούς υποβάθρου υπάρχουν τόσο στο ΒΔ του νησιού, περιοχή Γαβαθά-Σιγρίου, όσο και στην περιοχή της Ερεσού.

2.2.2 Πετρώματα μεταλλικών σχηματισμών

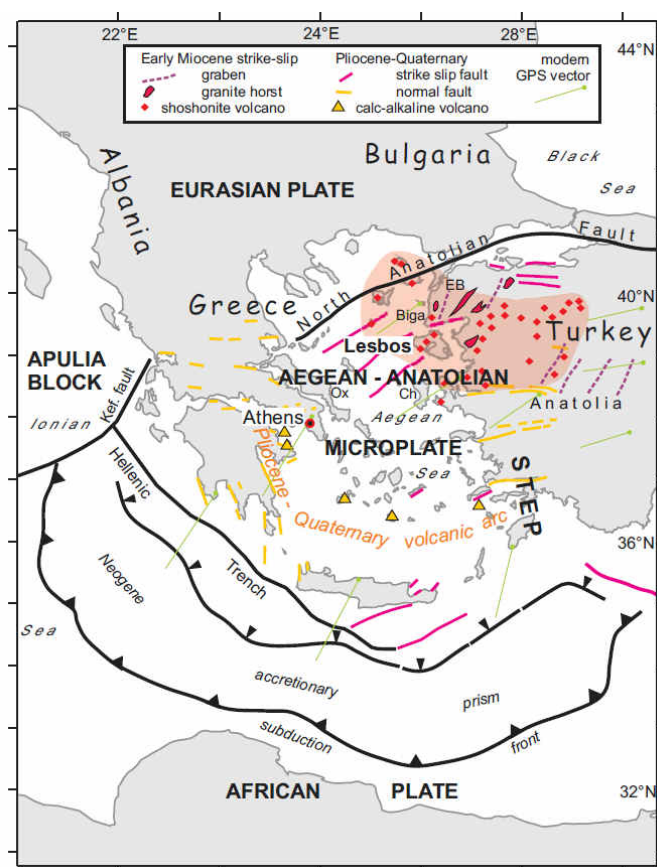
Οι μεταλλικοί σχηματισμοί συγκροτούνται από τα:

- ❖ Ηφαιστειακά πετρώματα
- ❖ Ιζήματα Νεογενούς -Μειοκαινικής και Πλειοκαινικής ηλικίας
- ❖ Ιζήματα Τεταρτογενούς ηλικίας

Ηφαιστειακά πετρώματα

Το ηφαιστειακό τόξο που λειτούργησε από την περίοδο του Άνω Ολιγοκαίνου-Μέσο Μειοκαίνου, δημιούργησε τα ηφαιστειακά πετρώματα που καταλαμβάνουν σχεδόν ολόκληρο το κεντρικό και δυτικό τμήμα της Λέσβου. Έτσι στην περιοχή του βορειο-

κεντρικού Αιγαίου υπάρχει σήμερα μια ζώνη πετρωμάτων ασβεσταλκαλικής έως σωσονιτικής σύστασης (Σχ. 7), που εκτείνεται στην περιοχή και φτάνει μέχρι τη ΒΔ Ανατόλια (Fytikas et al. 1984, Pe-Piper & Piper, 2007, 2019).

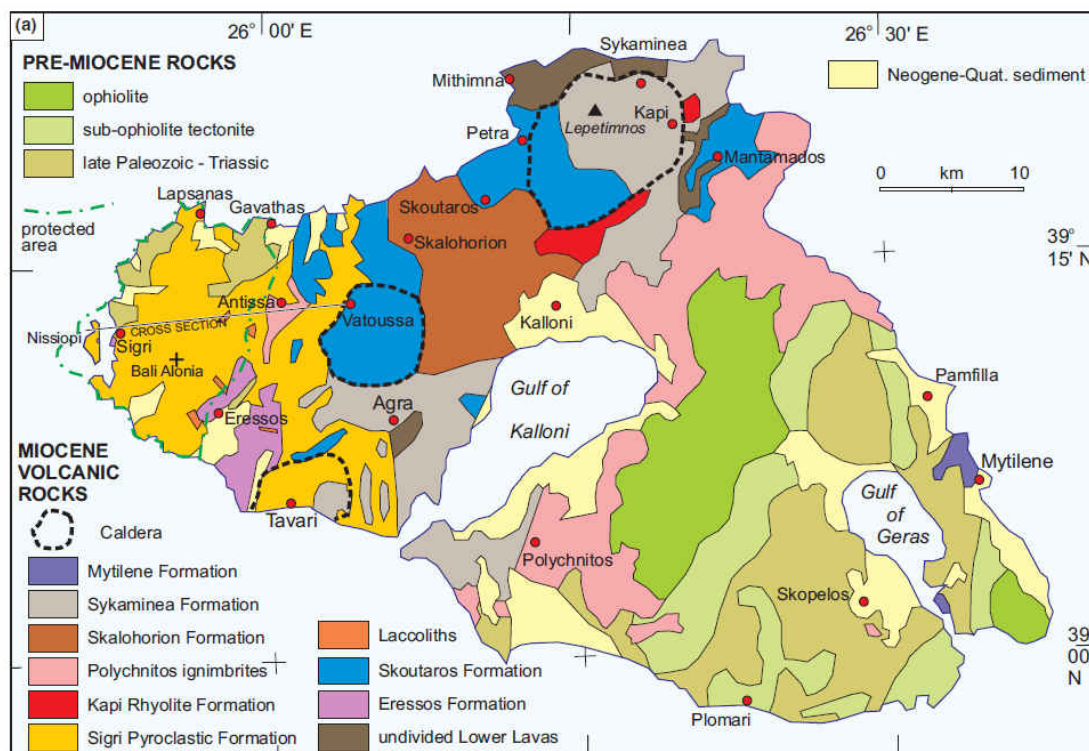


Σχ. 7. Η ηφαιστειότητα στην περιοχή της Λέσβου και της γειτονικής ΒΔ Ανατόλιας, ως προς τη σύγχρονη τεκτονική του Αιγαίου: Ch: Χίος, EB: Λεκάνη, Ox: Οξύλιθος, Τα δεδομένα της πρώιμης ηφαιστειότητας, οι τεκτονικές τάφροι καθώς και η θέση των γρανιτών στην περιοχή της ΒΔ Ανατόλιας από τους Yilmaz et al., 2000, Επιλεγμένα GPS διανύσματα από τους McClusky et al., 2000), Τα κύρια σεισμικά ενεργά ρήγματα της μικροπλάκας του Αιγαίου και της Ανατόλιας από τους Hatzfeld, 1999) (τροποποιημένο από Pe-Piper & Piper, 2007, Pe-Piper G. et al., 2019).

Μία αλυσίδα από κωνικά ηφαίστεια, δομημένα από τις αλληπάλληλες εκρήξεις, διασχίζουν το κεντρικό τμήμα της Λέσβου (Σχ. 8) και όπως φαίνεται στο συνοπτικό γεωλογικό χάρτη του νησιού οριοθετούν τα πυροκλαστικά πετρώματα τα οποία βρίσκονται ανατολικά και κυρίως δυτικά από τις πλαγιές τους (Σχ. 8 Hecht, 1972–1976; Pe-Piper, 1980b). Η παλαιότερη ηφαιστειότητα στη Λέσβο (21,5 Ma), εντοπίζεται στην περιοχή της Ερεσού δημιουργώντας τον αντίστοιχο Σχηματισμό της Ερεσού, ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα. Στη συνέχεια ακολούθησε η έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα διάρκειας περίπου 1,5 Ma, μεταξύ 18,5 and 17 Ma (Pe-Piper & Piper, 1992, 2019), παράγοντας λάβες υψηλής περιεκτικότητας σε κάλιο, βασαλτικούς τραχειανδεσίτες, σωσονιτικού χαρακτήρα, καθώς και κάποιες μικρότερες στρώσεις ανδεσιτών ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα (Σχηματισμοί Σκουτάρου, Σκαλοχωρίου και Συκαμινιάς). Το ηφαιστειακό τοπίο ολοκληρώνεται με τα ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης πυροκλαστικά πετρώματα του Σχηματισμού του Σιγρίου στα

δυτικά και των επτά μεγάλου σε πάχους και εκτεταμένων ιγνιμβριτικών καλυμμάτων (οι ιγνιμβρίτες του Πολιχνίτου) στα ανατολικά.

Αναλυτικότερα, τα ηφαιστειακά πετρώματα στη Λέσβο, σύμφωνα με τις εργασίες της Pe-Piper (1978,1980,1993,2019) και των Kondoroulou & Lauer (1984), μπορούν να διακριθούν στις εξής ενότητες (Σχ. 8):



Σχ. 8. Γεωλογικός χάρτης της Λέσβου με βάση τη χαρτογράφηση του Hecht (1972–1976), όπως τροποποιήθηκε από την Pe-Piper (1980b) με έμφαση στη διαφοροποίηση των ηφαιστειακών προϊόντων (Pe-Piper G., et al., 2019)

- Ενότητα Ερεσού

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ραδιοχρονολογήσεων, ο σχηματισμός της Ερεσού αποτελεί την παλαιότερη εκδήλωση ηφαιστειακής δραστηριότητας (21.6 ± 1.5 Ma). Αποτελείται από πορφυριτικούς ανδεσίτες με ενδοστρωματώσεις κροκαλοπαγών ηφαιστειοκλαστικών πετρωμάτων. Όλη η ενότητα εμφανίζει θετική μαγνήτιση και ανήκει στην μαγνητική εποχή 19, η οποία χρονολογείται στα 21.6 Ma. Οι λάβες της ενότητας αυτής είναι κατά 3 έως 4 εκατομμύρια χρόνια παλαιότερες από την κύρια ηφαιστειακή συνέχεια της Λέσβου.

- Ενότητα Σκουτάρου

Ο σχηματισμός αυτός αποτελεί μία κανονικά μαγνητισμένη ακολουθία από ανδεσίτη και ροές βασαλτών και είναι σχεδόν σύγχρονος με την όξινη ηφαιστειακή ενότητα στην οποία ανήκουν τόσο τα πυροκλαστικά του Σιγρίου όσο και οι ιγνιμβρίτες του Πολιχνίτου - Μυστεγνών. Στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού οι λάβες των πυροξενιτών ανδεσιτών ενδοστρωματώνονται με δακτικές λάβες πλούσιες σε

κεροστίλβη και βιοτίτη καθώς επίσης και όξινα πυροκλαστικά πετρώματα του πυροκλαστικού σχηματισμού του Σιγρίου. Η Σχηματισμός του Σκουτάρου 18.4 ± 0.5 (Borsi et al., 1972)

- Σχηματισμός Σιγρίου

Τα πυροκλαστικά του Σιγρίου, εμφανίζουν μεγαλύτερο πάχος στα δυτικά του νησιού και συνδέονται με τη δημιουργία του Απολιθωμένου Δάσους (Pe-Piper et al., 2019).. Τα πυροκλαστικά αυτά επικαλύπτονται από διάφορες στρώσεις των ιγνιμβριτών του Πολιχνίτου. Η ηλικία του σχηματισμού αυτού κυμαίνεται από 21.5- 22 Ma. Στρωματογραφικά τα πυροκλαστικά του Σιγρίου βρίσκονται πάνω από τα λιμναία ιζήματα του σχηματισμού του Γαβαθά, τα οποία είναι νεότερα από 18,4 Ma και πάνω από τον ιγνιμβρίτη της Άντισσας- Τζίθρα (Pe-Piper G. et al., 2019). Οι ρυολιθικοί δόμοι της Κάπης έχουν σχεδόν την ίδια ηλικία σχεδόν 17 Ma.

- Ιγνιμβρίτες του Πολιχνίτου

Οι ιγνιμβρίτες του Πολιχνίτου βρίσκονται σε συσχετίσιμες ενότητες οι οποίες εμφανίζουν πάχη 5-30m. Κάθε ενότητα παρουσιάζει μία προς τα πάνω μείωση όσον αφορά το μέγεθος της λιθικής τέφρας, και συνήθως παρουσιάζει φτωχή ταξινόμηση στην βάση της. Πολύ συχνά υπάρχει μία πλειονότητα από γυαλί ή οψιδιανό σε σχήμα φακού κοντά στη βάση καθώς επίσης και ένα μπλοκ διακλάσεων σε σχήμα κυλίνδρου κυρίως στην κορυφή της ενότητας. Η ύπαρξη αυτών των διακλάσεων θεωρείται ως αποτέλεσμα της ψύξης αμέσως μετά την τοποθέτηση των ιγνιμβριτών. Οι ιγνιμβρίτες μικραίνουν σε πάχος κατά μήκος και των δύο υψηλών σημείων του μεταμορφωμένου υποβάθρου και της κύριας ηφαιστειακής αλυσίδας όπου και διαστρωματώνονται με τα ηφαιστειοκλαστικά κροκαλοπαγή. Τέλος, οι Ιγνιμβρίτες του Πολιχνίτου χρονολογούνται στα 17.2 ± 0.5 (Borsi et al., 1972).

- Σχηματισμός Σκαλοχωρίου

Ο σχηματισμός του Σκαλοχωρίου βρίσκεται τοποθετημένος μέσα και ανάμεσα στον κατώτερο Σχηματισμό του Σκουτάρου και τις λάβες του ανώτερου σχηματισμού της Συκαμινιάς. Ο σχηματισμός του Σκαλοχωρίου αποτελείται από ανάστροφα μαγνητισμένες λάβες που περιέχουν μεγακρυστάλλους αστρίων καθώς επίσης και πολύ συχνά συνοδεύονται από ξενόλιθους βασικής σύστασης. Ο Σχηματισμός του Σκαλοχωρίου, ο οποίος στρωματογραφικά βρίσκεται πάνω από το Σχηματισμό του Σκουτάρου χρονολογείται στα 16 Ma.

- Σχηματισμός Συκαμινιάς

Ο σχηματισμός της Συκαμινιάς κυριαρχεί στο βόρειο κεντρικό τμήμα της Λέσβου και αποτελείται από μία ανάστροφα μαγνητισμένη ακολουθία στρωματοηφαιστειακών

σχηματισμών από ανδεδίτες δακίτες και αραιά από ρυολιθικά πυροκλαστικά. Ο σχηματισμός της Συκαμινιάς χρονολογείται στα 17.3 Ma (Pe-Piper, 1980).

- Σχηματισμός της Μυτιλήνης

Ο σχηματισμός της Μυτιλήνης, καθορίστηκε από τους Borsi et al. (1972) και την Pe-Piper (1978, 1980) ως μία τοπική βασαλτική ροή. Αρχικά είχε θεωρηθεί από τον Prager (1966) ότι η βασαλτική ροή επικαλύπτει τις μάργες του Ποντίου. Όμως νέες ραδιομετρικές μετρήσεις απέδειξαν ότι ο σχηματισμός της Μυτιλήνης αποτελεί ένα κομμάτι της κύριας ακολουθίας της ηφαιστειακής δραστηριότητας η οποία έλαβε χώρα στο νησί της Λέσβου και χρονολογήθηκε στα 16.8 Ma (Pe-Piper & Piper 1993) και 16 Ma (Borsi et al. 1972).

- Φλέβες του Μεσοτόπου

Οι φλέβες του Μεσοτόπου οι οποίες χρονολογήθηκαν από την Pe-Piper (1978) στα 16.2 Ma, είναι διάσπαρτες σε όλη την δυτική Λέσβο. Ηφαιστειακές εκχύσεις παρόμοιες στην σύσταση με τις φλέβες του Μεσοτόπου είναι πολύ αραιές ή μπορούμε να πούμε ότι σχεδόν απουσιάζουν.

Συμπερασματικά θα μπορούσαμε να πούμε ότι η ηφαιστειακή δράση στη Λέσβο με διάρκεια σχεδόν 6.0 Ma έδωσε μία μεγάλη σε ποικιλία σχηματισμών ηφαιστειακών προϊόντων τα οποία όσον αφορά τη σύσταση ανήκουν σε μία ασβεσταλκαλικού έως σωσωνιτικού τύπου ηφαιστειότητα.

Ως υπολείμματα της ηφαιστειακής δραστηριότητας, η Λέσβος παρουσιάζει μέχρι σήμερα σημαντικές επιφανειακές υδροθερμικές εξαλλοιώσεις, θερμές πηγές και γεωθερμικά πεδία, η παρουσία των οποίων όμως θεωρείται ότι συνδέεται κυρίως με τη σύγχρονη ενεργό τεκτονική δραστηριότητα.

Νεογενή ιζήματα

Τα παλαιότερα ιζήματα εντοπίζονται στην περιοχή Γαβαθά και Λάψαρνα στο βόρειοδυτικό τμήμα της Λέσβου. Τα ιζήματα αυτά, είναι κυρίως μάργες και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι. Στα ανώτερα μέλη των ιζημάτων αυτών υπάρχουν στρώματα λιγνιτικών κοιτασμάτων λεπτού πάχους (~80cm). Πρόκειται για λιμναία ιζήματα, τα οποία αποτέθηκαν στις αρχές του Μειοκαίνου. Για τα ιζήματα αυτά υπάρχει η άποψη ότι ανήκουν ηλικιακά στο Ανώτατο Ολιγόκαινο (Kelepertzis et al., 1998). Σύμφωνα με τους Pe-Piper G. et al. (2019), πριν από 23 Ma, στον χώρο που σήμερα βρίσκεται ο Γαβαθός, στη ΒΔ Λέσβο, είχε δημιουργηθεί μία λεκάνη από λιμναία ιζήματα. Ρηξιγενείς ζώνες με διεύθυνση B-N οριοθετούσαν εκατέρωθεν τη νεογενή λεκάνη, δημιουργώντας έτσι αντίστοιχα τεκτονικά κέρατα και τάφρους στην περιοχή.

Στην περιοχή της Μυτιλήνης, όπως επίσης και στην περιοχή του Πολιχνίτου εντοπίζονται ιζήματα Πλειοκαινικής ηλικίας τα οποία αποτελούν τους νεότερους

νεογενείς ιζηματογενείς σχηματισμούς. Μετά από μία μεγάλη σε χρονική διάρκεια περίοδο διάβρωσης, στα πλαίσια της τοπικής βασαλτικής ανδεσιτικής ηφαιστειακής δραστηριότητα στην ανατολική Λέσβο, αποτέθηκαν τόσο στην περιοχή της Μυτιλήνης όσο και στην περιοχή του Πολιχνίτου ιζήματα θαλάσσιου και λιμναίου περιβάλλοντος. Τα ιζήματα αυτά αποτελούνται από λευκού χρώματος μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, μερικώς συγκριματικούς και ωλιθικούς, ενδο-στρωματομένους με ψαμμίτες, κροκαλοπαγή και λευκές μάργες και αργίλους τα οποία περιέχουν αρκετά στρώματα με πανίδα ασπονδύλων. Το συνολικό πάχος αυτών ιζημάτων είναι πάνω από 60 m. Τα νεογενή αυτά ιζήματα επικαλύπτονται από Πλειστοκαινικούς και Ολοκαινικούς κώνους κορημάτων καθώς και χερσαία ιζήματα, τα οποία αποτελούνται από συγκολλημένα και μη-συμπαγοποιημένα κροκαλοπαγή, χαλίκια, γκρι και κόκκινες αργίλους και άμμους.

Ιζήματα Τεταρτογενούς ηλικίας

Οι Τεταρτογενείς ιζηματογενείς σχηματισμοί στη Λέσβο εντοπίζονται στις ακόλουθες περιοχές :

- ✓ Κροκαλοπαγή Βατερών-Βρίσας

Η περιοχή Βατερών – Βρίσας καλύπτεται σε μεγάλο ποσοστό από κροκαλοπαγή των οποίων το πάχος φθάνει σχεδόν τα 150m. Ο σχηματισμός αυτός είναι συνεκτικός, με κροκάλες ποικίλης λιθολογικής σύστασης και ποικίλου μεγέθους. Σε ορισμένες θέσεις, μέσα στα κροκαλοπαγή παρεμβάλλονται αργίλο-μαργαϊκά υλικά, άμμοι, και πηλοί, τα οποία αποδεικνύουν ένα περιβάλλον ποταμοχερσαίο. Με βάση τη στρωματογραφία της περιοχής η ηλικία των κροκαλοπαγών θεωρείται Πλειστοκαινική.

- ✓ Κροκαλολατυποπαγή Πολιχνίτου

Τα κροκαλολατυποπαγή του Πολιχνίτου βρίσκονται τοποθετημένα πάνω στα Νεογενή ιζήματα και έχουν πάχος που φθάνει τα 30m περίπου. Ο σχηματισμός αυτός είναι μικρής συνεκτικότητας και αποτελείται από κροκαλολατύπες ποικίλου μεγέθους και σύστασης καθώς επίσης και αδρομερή υλικά. Μέσα σε αυτά παρατηρήθηκαν, κατά θέσεις κλαστικά υλικά και κοκκινοχώματα.

- ✓ Νέα και παλαιά κορήματα και κώνοι κορημάτων

Αυτά αποτελούνται κυρίως από λατύπες ποικίλης λιθολογικής σύστασης και ποικίλου μεγέθους και βρίσκονται συνήθως σε αλλουβιακές πεδιάδες.

- ✓ Αλλουβιακές αποθέσεις

Στις πεδινές περιοχές υπάρχουν αλλουβιακές αποθέσεις (προσχώσεις) από ασύνδετα αργίλοαμμώδη υλικά, με διάσπαρτες κροκαλολατύπες. Στις κοίτες των χειμάρρων απαντώνται ασύνδετα υλικά καθώς επίσης και αποθέσεις χειμαρρωδών αναβαθμίδων.

2.3 Γεωλογία της λεκάνης του Αδραμυτίου και της ευρύτερης περιοχής

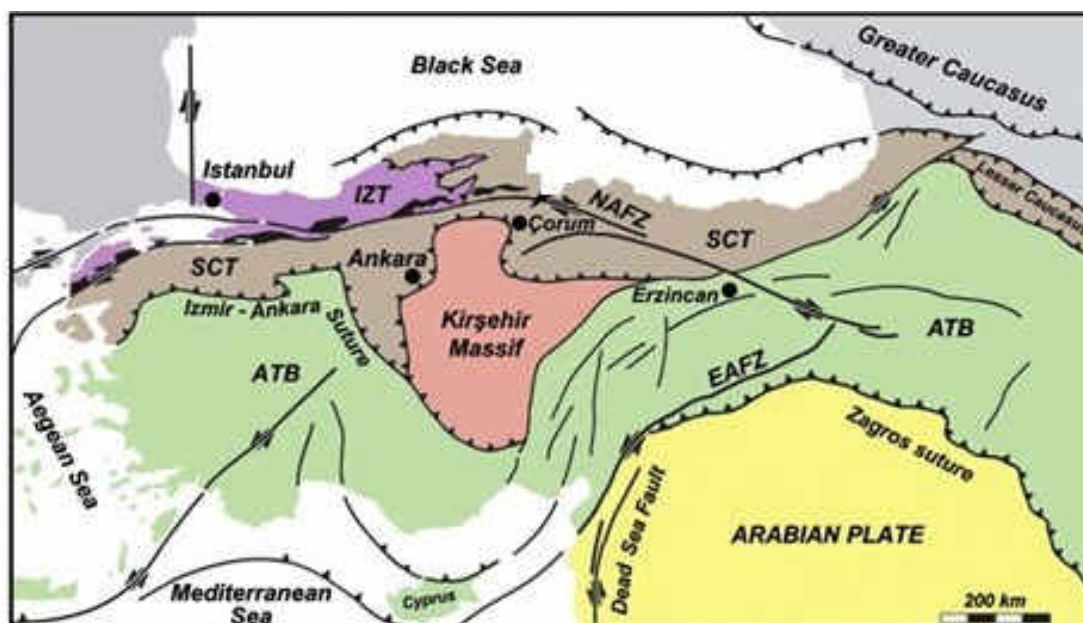
Τα πετρώματα που δομούν την εύρύτερη περιοχή της λεκάνης του Αδραμυτίου, μπορούν να διακριθούν σε δύο ομάδες:

- ❖ Τα μεταμορφωμένα πετρώματα (Μάζα του Kazdag) που συνιστούν το κάτω τέμαχος του ρήγματος του Αδραμυτίου και δεσπόζουν στην περιοχή (Edremit Fault)

Η Μάζα Kazdag, συνιστά το υπόβαθρο της περιοχής του Αδραμυτίου. Πρόκειται για γνεύσιους, αμφιβολίτες και μάρμαρα και από μεταμορφωμένα υπερβασικά πετρώματα (Okay, Siyako & Bürkan, 1989; Pickett & Robertson, 1996; Okay et al. 1996) (Bingol et al, 1975, Buru et al; 2004), με πιθανή ηλικία Μέσο Λιθανθρακοφόρο (308 ± 16 Ma; Okay et al. 1996). Τα παραπάνω πετρώματα σχηματίζουν ένα δόμο ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης με μήκος 55 Km και πλάτος 15 Km, ο οποίος ευθύνεται για το υψόμετρο της περιοχής που ανεβαίνει μέχρι και τα 1767 m με μέση τιμή τα 500m. Σύμφωνα με τους (Gürer Ö., et al., 2016) τα μεταμορφωμένα πετρώματα της τελευταίας φάσης της Ερκύνιας ορογένεσης, τα οποία δομούν την κρυσταλλοσχιστώδη μάζα Kazdag, μεταμορφώθηκαν ξανά σχεδόν εξολοκλήρου (εκτός από τα ζιρκόνια) στο τέλος του Ολιγοκαίνου. Τέλος αξίζει να σημειωθεί ότι τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της μάζας Kazdag έχουν συσχετισθεί με τα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης στη Βόρεια Ελλάδα και Βουλγαρία (Dinter et al. 1995; Wawrzenitz & Krohe, 1998). Οι παρόμοιες ηλικίες που έχουν αναφερθεί και προσδιορίζουν τόσο την παλαιότερη μεταμόρφωση όσο και τη νεώτερη μεταμόρφωση, η λιθολογική και τεκτονική ομοιότητα οδήγησαν τους ερευνητές στο παραπάνω συμπέρασμα (Papanikolaou & Demirtas, 1987).

- ❖ Τις τεκτονικά υπερκείμενες ενότητες πετρωμάτων, στο πάνω τέμαχος, που αποτελούνται από:
 - Από τους σχηματισμούς πετρωμάτων Τριαδικής έως Ηωκαινικής ηλικίας

Κλαστικά ιζήματα Τριαδικής ηλικίας χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, αποτελούμενα από μεταπηλίτες, σπηλιτικούς βασάλτες και διαβασιτικά πετρώματα «σκεπάζουν» τα μεγάλα ασβεστολιθικά μπλοκ Περμίου-Λιθανθρακοφόρου (Duru et al., 2012). Η σύνθετη αυτή εικόνα πετρωμάτων δημιουργεί τον σχηματισμό Karakaya, όπου στην περιοχή της χερσονήσου Biga σχηματίζει ουσιαστικά τη βάση της ζώνης Sakarya (Σχ.9).



Σχ. 9. Οι βασικές γεωτεκτονικές ζώνες της Δυτικής Ανατολίας, όπου με SCT συμβολίζεται η ζώνη Sakarya, στην οποία ανήκει γεωτεκτονικά η περιοχή του Αδραμυτίου (από Sengör & Yilmaz, 1981; Okay & Tüysüz, 1999; Göncüoğlu et al., 2012, τροποποιημένο)

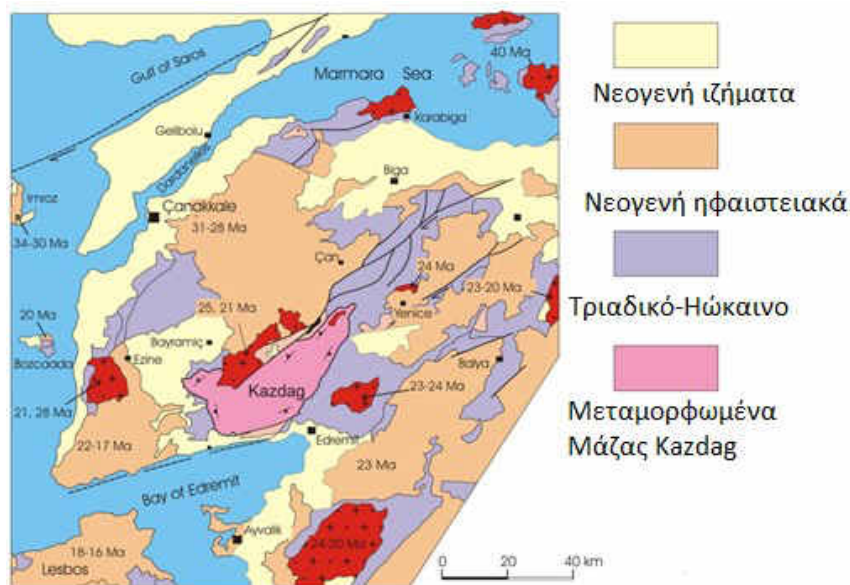
Επίσης, το κρυσταλλοσχιστώδες σύμπλεγμα Kazdag, καλύπτεται από μια διατμητική ζώνη από ισχυρά μυλονιτωμένους γενέσιους (Okay, Siyako & Bürkan, 1989) και μετασερπεντινίτες, συνιστώντας τη Διατμητική ζώνη (shear zone) «Alakeşi». Το πάχος της ζώνης αυτής υπολογίζεται σε 2 Km.

Το τεκτονικό μελάνς «Çetmi» αποτελείται από βασικά ηφαιστειακά πετρώματα (~45%), διάφορα είδη ασβεστολίθων (~32%), σχιστόλιθοι (~15%) με ελάχιστα ραδιολαριτικοί κερατόλιθοι και σερπεντινίτες και μεγάλα τεκτονικά κομμάτια εκλογιτών και εκλογιτικών μαρμαρυγιακών σχιστολίθων. Το πάχος αυτού του σχηματισμού είναι 1,5 Km.

- Ολιγοκαινικά-Νεογενή μαγματικά και κυρίως εκρηξιγενή πετρώματα
- Ιζηματογενή πετρώματα του Νεογενούς
- Τεταρτογενή ιζήματα, αποτελούμενα από ποταμοχειμνάρειες αποθέσεις και πλευρικά κορήματα.

Από τις υπερκείμενες ενότητες πετρωμάτων, στην περιοχή του Αδραμυτίου, κυριαρχούν τα Ολιγοκαινικά-Νεογενή μαγματικά και κυρίως εκρηξιγενή πετρώματα, τα οποία καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση όχι μόνο στην περιοχή της έρευνας μας αλλά και σε ολόκληρη την χερσόνησο Biga (Σχ. 10). Πρόκειται κυρίως για ροές λάβας που κυμαίνονται από ανδεσιτικές, τραχειανδεσιτικές έως δακτικές, λαχάρ και ιγκνιμβρίτες καθώς και τόφοι (Yilmaz, 1990; Seyitoglu & Scott, 1996; Karacik & Yilmaz, 1998). Τα ηφαιστειακά πετρώματα που καλύπτουν το υπόβαθρο της περιοχής έχουν προσδιορισθεί χρονολογικά από 23 έως 17 Ma.

Παρόμοιας ηλικίας με τα ηφαιστειακά πετρώματα εμφανίζουν και τα πλουτωνικά σώματα που διεισδύουν στα πετρώματα του υποβάθρου. Πολλοί ερευνητές (Beccalotto, 2003, Beccalotto and Steiner, 2005) μελέτησαν διάφορα μικρά ελλειπτικά στο σχήμα γρανιτοειδή σώματα τα οποία διείσδυσαν το μελάνς Çetmi και τα οποία σώματα κόβονται από το ρήγμα αποκόλλησης. Τα γρανιτοειδή αυτά σώματα δεν έχουν διεισδύσει τα μεταμορφωμένα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους Kazdağ και στην ύπαιθρο φαίνονται αποκομμένα από τα πετρώματα υποβάθρου εξαιτίας της δράσης μικρής γωνίας έως μεγάλης γωνίας κανονικών ρηγμάτων.



Σχ. 10. Συνοπτικός γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Αδραμυτίου, στον οποίο κυριαρχούν τα ηφαιστειακά πετρώματα 23-17 Ma (Okay & Satir 2000)

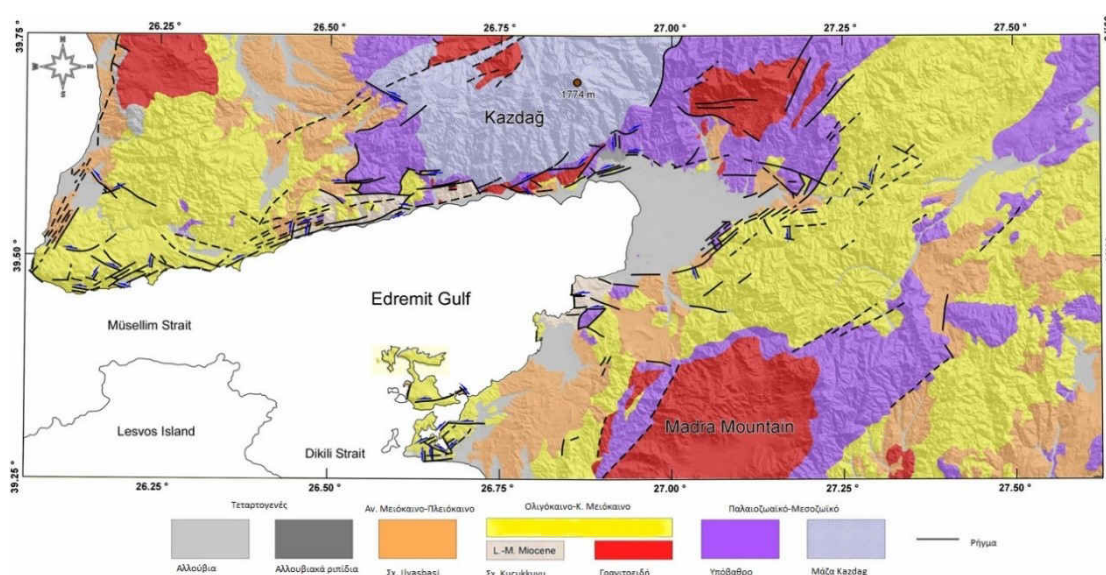
2.4 Νεογενή προϊόντα στην περιοχή του Αδραμυτίου

Τα πετρώματα που συγκροτούν το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής του Αδραμυτίου, καλύπτονται με ασυμφωνία από έναν χερσαίο σηματοισμό κλαστικών ιζημάτων, πάχους 200m. Η παρουσία των ηφαιστειακών κλαστών μαρτυρά την έναρξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην περιοχή. Τα ιζήματα αυτά μεταβαίνουν προς τα πάνω σε ανδесиτικές λάβες και τοφφίτες μεγάλου πάχους. Τα ηφαιστειακά πετρώματα καλύπτονται ασύμφωνα από ακολουθία σχιστών αργίλων, ιλυόλιθων και τόφφους που έχουν πάχος 600 m και της οποίας την έχει δοθεί ο χαρακτήρας λιμναίας τουρβιδικής ακολουθίας, που συνιστά το Σχηματισμό Kūzūkkuyu. Παρακάτω δίνεται μία συνοπτική περιγραφή των πετρωμάτων του Σχηματισμού Kūzūkkuyu, το οποίος θα μπορούσε με βάση τόσο το λιθολογικό του χαρακτήρα όσο και τον τεκτονισμό που έχει δεχτεί να διαιρεθεί στις παρακάτω ομάδες (Σχ. 11):

- Την κατώτερη ομάδα στην οποία καταγράφεται ισχυρή ηφαιστειακή και τεκτονική δραστηριότητα εφελκυστικού χαρακτήρα. Ροές λάβες, τόφφοι, τοφφίτες, ερυθρόχρωμες χονδρόκοκκες πυροκλαστικές ροές (debris flow),

λιμναίοι ασβεστόλιθοι, ψαμμίτες συντελούν στην ανάπτυξη μιας μικρής λεκάνης.

- Την ενδιάμεση ομάδα, τα ιζήματα της οποίας γέμισαν τη λεκάνη με ρυθμικά εναλλασόμενους οξειδωμένους σχιστούς αργίλους και ιλυόλιθους και ψαμμίτες δίνοντας μια εικόνα απόθεσης υλικών από τουρβιτικά ρεύματα. Το πάχος της ενδιάμεσης ομάδας υπολογίζεται στα 400 m και η επαφή με τα ιζήματα της κατώτερης ομάδας θεωρείται κανονική στο μεγαλύτερο της τμήμα.
- Την ανώτερη ομάδα, τα ιζήματα της οποίας σηματοδοτούν το τέλος του γεμίσματος της λεκάνης και το ξεκίνημα της απόξηρανσης της λίμνης. Εναλλαγές από σχιστούς αργίλους, ιλυόλιθους, ψαμμίτες από συστατικά ηφαιστειογενούς προέλευσης. Τα υλικά αυτά αποδεικνύουν επίσης την έναρξη μιας νέας ηφαιστειακής δραστηριότητας πολύ κοντά στα όρια της λεκάνης.



Σχ. 11. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ηπειρωτικής περιοχής γύρω από τον κόλπο του Αδραμυτίου, (Gürer Ö., et al., 2016)

Σχηματισμός Pyasbasi

Ο σχηματισμός Küçükuyu καλύπτεται ασύμφωνα από το σχηματισμό Pyasbasi. Πρόκειται για ένα λιμναίο σχηματισμό που αποτελείται από κροκαλοπαγή, ψαμμίτη και ασβεστόλιθο καθώς και πυροκλαστικές ροές. Ο σχηματισμός αυτός τοποθετείται χρονικά στα τέλη του Μειοκαίνου αρχές Πλειοκαίνου.

Τεταρτογενή ιζήματα

Τα τεταρτογενή ιζήματα που βρίσκουμε στην περιοχή του Αδραμυτίου, κατά μήκος της ενεργής ζώνης του ρήγματος και τα οποία τα βλέπουμε σε τομές αποτελούνται από πλευρικά κορήματα, αλλουβιακά ριπίδια, αλλουβιακές πεδιάδες, ακτές και ποτάμια και δελταϊκά ριπίδια.

3 ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΒΑ ΑΙΓΑΙΟΥ

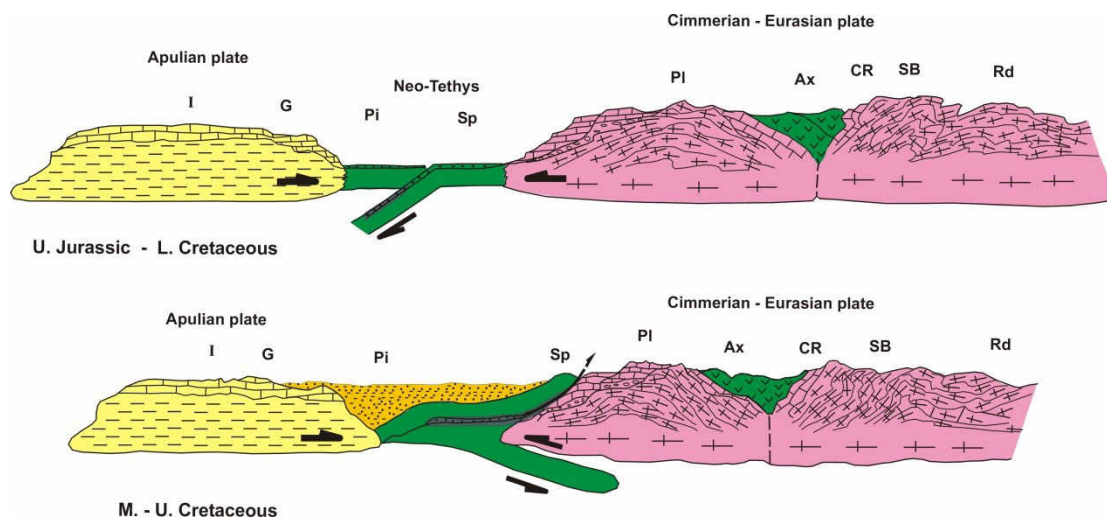
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΒΑ ΑΙΓΑΙΟΥ (ΛΕΣΒΟΣ - ΚΟΛΠΟΣ ΤΟΥ ΑΔΡΑΜΥΤΙΟΥ)

3.1 Γεωτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής Ελληνίδων (Αιγαίο-Ανατόλια)

Η ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου οφείλει τη δημιουργία της τόσο στο κλείσιμο των διάφορων ωκεάνιων λεκανών της Νεοτηθύος, από το Μεσοζωικό έως το Καινοζωικό, όσο και στις συγκρούσεις των ηπειρωτικών τεμαχών που επακολούθησαν καθώς και των μεταορογενετικών διαδικασιών που επικρατούσε στην περιοχή. Μια περιοχή που βρισκόταν στον παραμορφώσιμο χώρο ανάμεσα στο όριο σύγκρουσης της Λαυρασίας με τη Γκοντβάνα ως προς στο Αλπικό ορογενετικό σύστημα (Sengör & Yılmaz 1981; Bozkurt & Mittwede 2001; Okay et al. 2001; Dilek & Pavlides 2006; Robertson & Mountrakis 2006).

Η γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων, σε διαφορετικά χρονικά διαστήματα απεικονίζεται σε σχήματα (Σχ. 12, Ιουρασικό-Ανώτερο Κρητιδικό), όπου μπορούμε να διακρίνουμε:

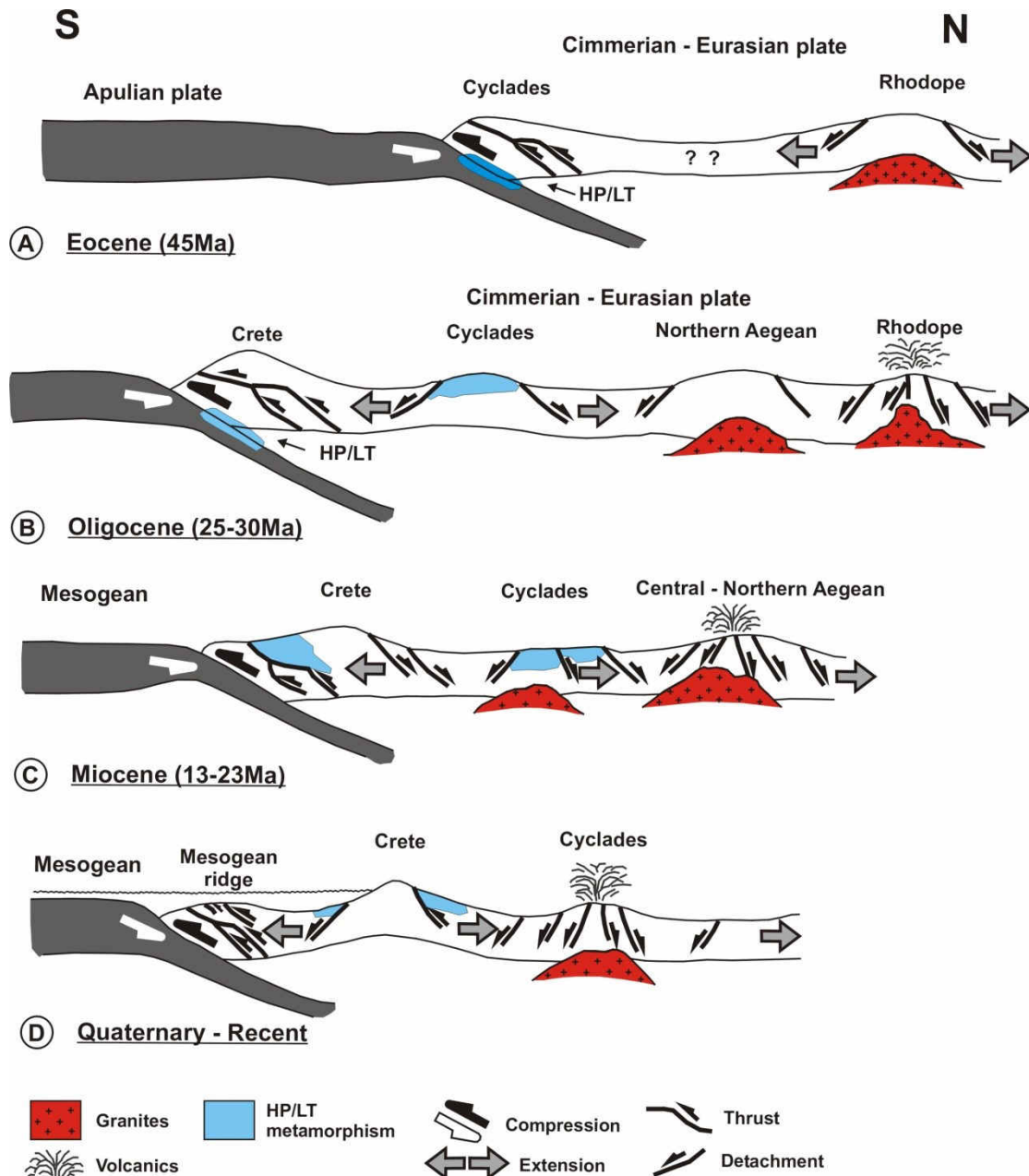
- Τη δημιουργία και την καταστροφή των ωκεάνιων λεκανών
- Την πάχυνση του φλοιού,
- Την επώθηση των οφιολίθων πάνω στα ηπειρωτικά περιθώρια
- Τον σχηματισμό της μεταμορφικής σόλας



Σχ. 12. Η γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων από το Ιουρασικό έως και το Ανώτερο Κρητιδικό (Mountrakis, 2006)

Κατά τη διάρκεια της Αλπικής και Μεσογειακής ορογένεσης σύμφωνα με το Σχ. 13, μπορούμε να διακρίνουμε:

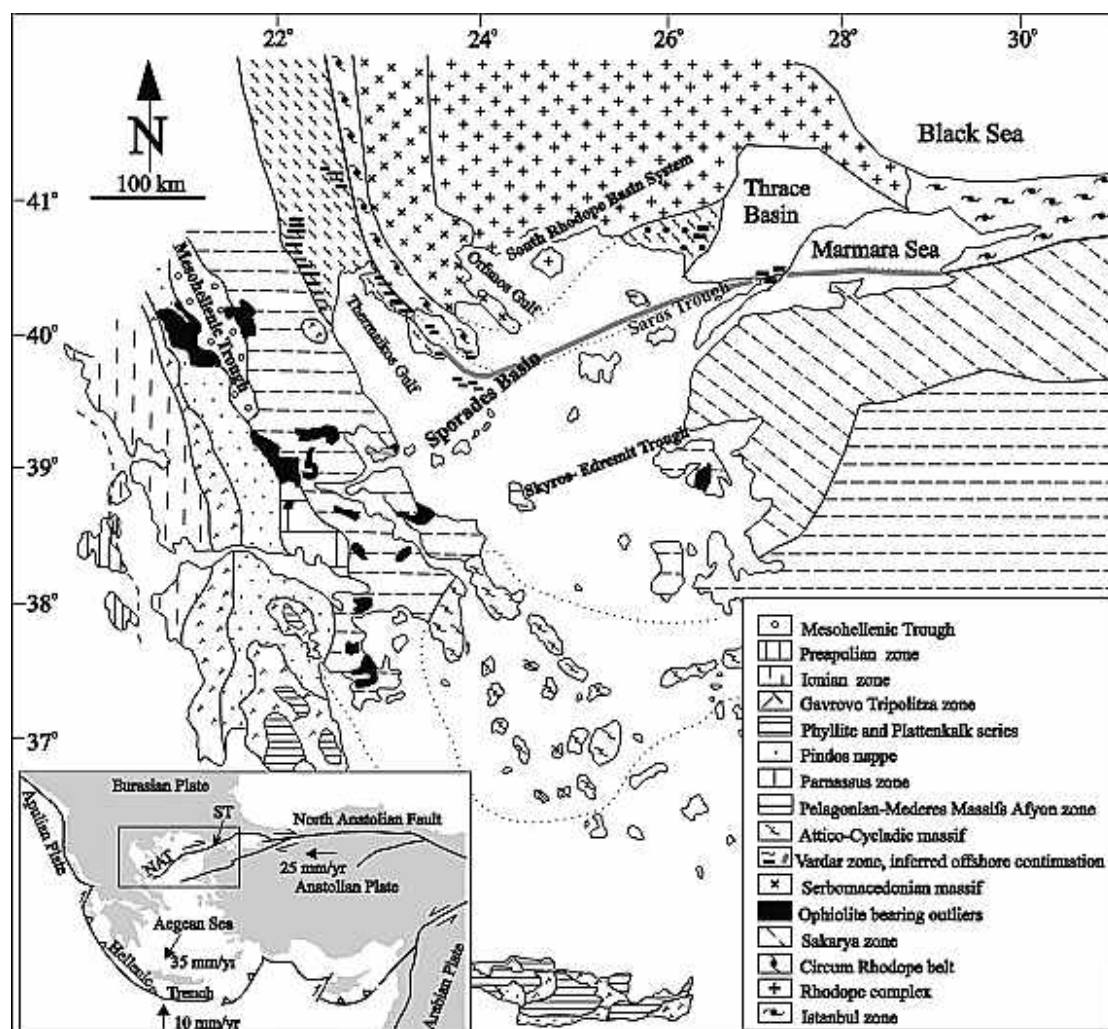
- την προς τα ΝΔ μετανάστευση της ορογενετικής διαδικασίας
- τον μαγματισμό από το Ηώκαινο έως σήμερα
- το σχηματισμό λεκανών μπροστά από το τόξο,
- τη δημιουργία ζωνών υψηλής μεταμόρφωσης πετρώματα HP/LT (μπλε σχιστολίθοι)
- τη δημιουργία των μεγάλων ρηγμάτων αποκόλλησης



Σχ. 13. Η γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων από το Ηώκαινο έως και το Σήμερα (Mountrakis, 2006)

3.2 Σημερινή γεωδυναμική εικόνα της Ελλάδας

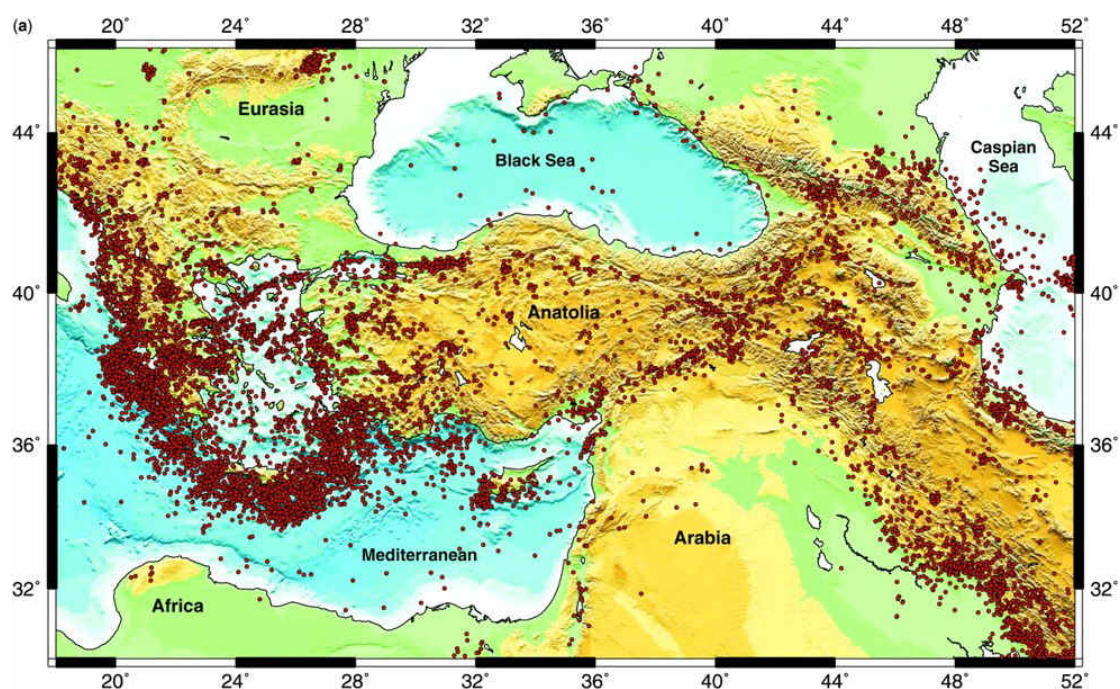
Οι γεωλογικές διεργασίες που περιγράφηκαν στην προηγούμενη παράγραφο αποτυπώνονται στα πετρώματα τόσο του Ελληνικού χώρου όσο και της Δυτικής Τουρκίας (Ανατολίας). Έτσι διαχωρίστηκε ο ελληνικός χώρος σε γεωτεκτονικές ζώνες, με βάση τη λιθολογία, την παλαιογεωγραφία και τον τεκτονισμό μιας περιοχής (Σχ. 14)



Σχ. 14. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος και ΒΔ Τουρκίας (τροποποιημένο από Mountrakis [1986] και Okay & Tuysuz [1999]).

Λαμβάνοντας κυρίως υπόψιν την τεκτονική, τα σεισμικά αλλά και τα γεωφυσικά δεδομένα, η περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου και ιδιαίτερα η περιοχή του Αιγαίου, βρίσκεται σήμερα υπό την αλληλεπίδραση κινήσεων τεκτονικών πλακών στις οποίες λειτουργούν μεγάλα ρήγματα, η δράση των οποίων διαμορφώνει το τεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής. Έτσι στην περιοχή λειτουργεί:

- Η ζώνη υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική πλάκα, νότια της Κρήτης.
- Η ζώνη υποβύθισης του Ελληνικού-Κυπριακού τόξου, στο ΝΑ της τμήμα

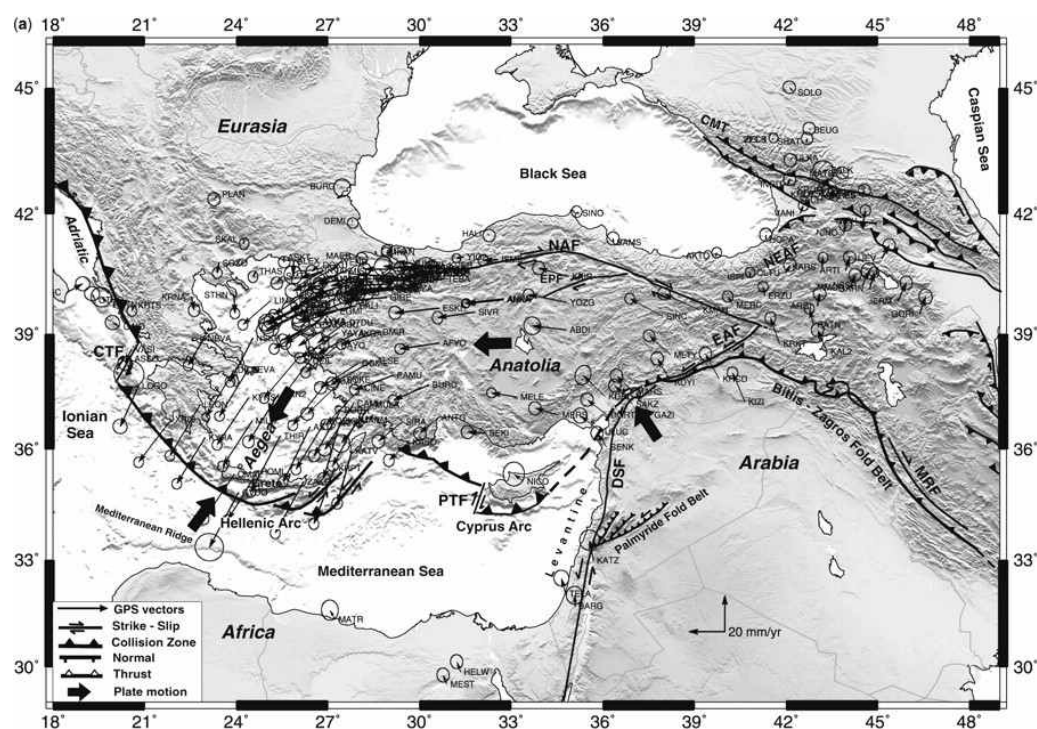


Σχ. 16. Χάρτης της σεισμικότητας της Ανατολικής λεκάνης της Μεσογείου κατά τη διάρκεια 1973–2007 με μεγέθη for $M > 3$ (από USGS–NEIC με ψηφιακό χάρτη αναγλύφου από GTOPO-30 Global Topography Data κατά USGS, τα δεδομένα βαθυμετρίας από GEBCO/97–BODC, κατά GEBCO (1997) και Smith & Sandwell (1997a))

Το γεγονός ότι στην περιοχή παρατηρείται έντονη παραμόρφωση, αποδεικνύεται και από την ανάλυση των γεωδαιτικών μετρήσεων που προκύπτουν από τις μελέτες διαφόρων ερευνητών, όπως των οριζόντιων ταχυτήτων GPS που δίνονται στο επόμενο σχήμα (Σχ. 17)

Ως αποτέλεσμα των παραπάνω κινήσεων, στην περιοχή εκτός από την έντονη σεισμικότητα, προϊόν της έντονης παραμόρφωσης του φλοιού, στον χώρο πίσω από τη ζώνη υποβύθισης, συναντούμε (Taymaz *et al.* 2004):

- ✓ Μαγματισμό, ο οποίος μεταναστεύει από βορρά προς νότο από το Ολιγόκαινο έως το Ολόκαινο (Fytikas, Pe-Piper)
- ✓ Έναν εφελκυσμό με διεύθυνση BBA-NNΔ από τα τέλη του Ολιγοκαίνου έως τις αρχές του Μειοκαίνου (Dilek Y., 2006)
- ✓ Μεγάλα ρήγματα αποκόλλησης και
- ✓ Εκταφή πετρωμάτων υψηλής θερμοκρασίας



Σχ. 17 Ψηφιακός χάρτη αναγλύφου (GTOPO-30 Global Topography Data κατά USGS, τα βαθυμετρικά στοιχεία κατά GEBCO/97–BODC, από Smith & Sandwell 1997a), όπου με μεγάλα βέλη απεικονίζονται οι κινήσεις των πλακών στην Ανατολική Μεσόγειο με βάση τις μετρήσεις σταθμών GPS για την χρονική περίοδο 1988-1997 McClusky et al., 2003

3.3 Το εφελκυστικό πεδίο στον χώρο του Αιγαίου

Η περιοχή του Αιγαίου, που περιλαμβάνει το νότιο τμήμα της Βαλκανικής χερσονήσου (Αλβανία, FYROM, Βουλγαρία, ΝΔ Τουρκία), θεωρείται άριστο γεωλογικό εργαστήριο για να μελετήσει κανείς τόσο την εφελκυστική τεκτονική που αναπτύσσεται μεταορογενετικά σε μια περιοχή πίσω από τη ζώνη υποβύθισης όσο και άλλες γεωλογικές διεργασίες που συνδέονται με τον εφελκυσμό (core complex, σχηματισμό ίδιας ηλικίας με τον εφελκυσμό λεκανών και τον σχηματισμό τεκτονικών ταφρών). Αυτό το αποδεικνύει η μεγάλη βιβλιογραφία που υπάρχει για την περιοχή (π.χ. McKenzie 1978; Dewey & Şengör 1979; Le Pichon & Angelier 1981; Rotstein 1984; Şengör et al. 1985; Şengör 1979, 1987; Dewey 1988; Jackson & McKenzie 1988; Kissel & Laj 1988; Taymaz et al. 1990, 1991a; Seyitoğlu & Scott 1991, 1992; Taymaz & Price 1992; Bozkurt & Park 1994; Meulenkamp et al. 1994; Taymaz 1996; al. 1998; Thomson et al. 1998; Koçyiğit et al. 1999; Bozkurt 2000, 2003; McClusky et al. 2000, 2003; Yılmaz et al. 2000; Okay et al. 2001; Doglioni et al. 2002; Purvis et al. 2004;). Στόχος όλων των παραπάνω εργασιών αποτελεί ο προσδιορισμός απαντήσεων στα παρακάτω ερωτήματα:

- Πότε άρχισε να αναπτύσσεται το εφελκυστικό πεδίο στη περιοχή του Αιγαίου;

- Πόσες φάσεις μπορούμε να διακρίνουμε στο εφελκυστικό πεδίο;
- Ποιος είναι ο ρόλος των κινήσεων των γειτονικών μικροπλακών στο χώρο του Αιγαίου;
- Πώς επιδρά στο εφελκυστικό πεδίο του Β. Αιγαίου το μεγάλο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας;

Ο εφελκυσμός στο χώρο του Αιγαίου άρχισε πριν από 45 Ma (Brun and Sokoutis 2010) και ουσιαστικά αντιστοιχεί στον εφελκυσμό που επικρατεί σε μια περιοχή πίσω από το τόξο στην οποία έχουμε σταδιακή μετακίνηση της τάφρου προς τα νότο slab rollback και μπορεί να διαχωριστεί σε δύο στάδια (Royden 1993; Jolivet and Faccenna 2000; Faccenna et al. 2003, 2014, Brun and Faccenna 2008, Brun et al., 2016):

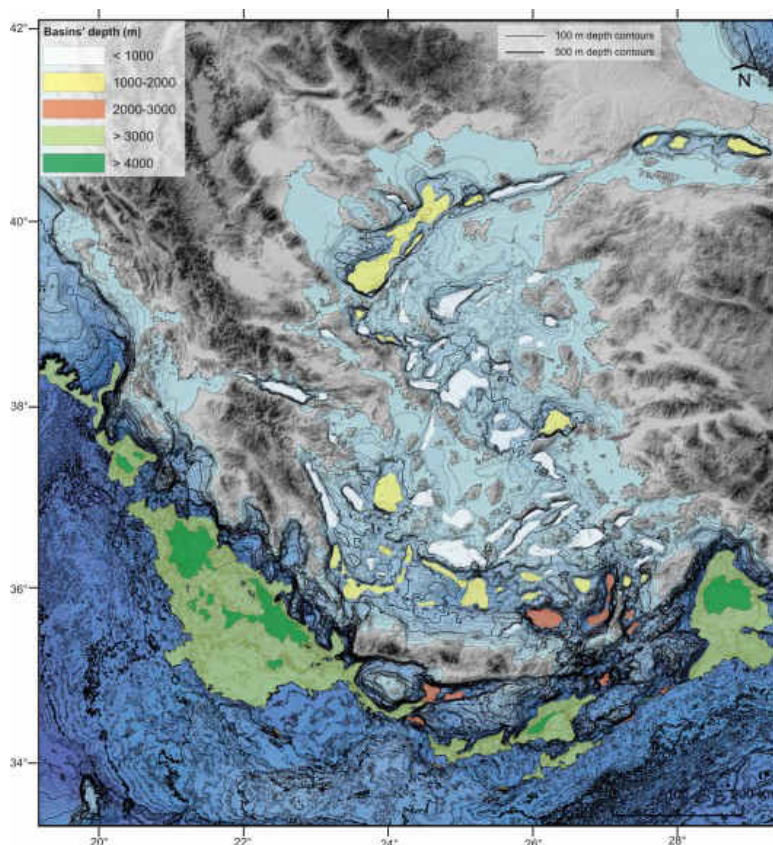
Στο πρώτο στάδιο ο εφελκυσμός διήρκησε από το Μέσο Ηώκαινο έως το Μέσο Μειόκαινο και καταγράφεται:

- Ο σχηματισμός των ιζηματογενών λεκανών, όπως της λεκάνης της Θράκης (Görür and Okay 1996; Siyako and Huvaz 2007; Kiliyas et al. 2013), της λεκάνης Αξιού-Θερμαϊκού (Roussos 1994; Carras and Georgala 1998), της Μεσοελληνικής Αύλακας (Doutsos et al. 1994; Ferrière et al. 2004)
- Η εκταφή των υψηλής θερμοκρασίας μεταμορφωμένων (core complexes) και των μεταμορφωμένων ζωνών υψηλής πίεσης.

Στο δεύτερο στάδιο ο εφελκυσμός ο οποίος ξεκίνησε αμέσως μετά, από το Μέσο Μειόκαινο και δημιούργησε:

- ✓ Νεογενείς λεκάνες, οι οποίες κυριαρχούν στον χώρο του Αιγαίου τόσο πάνω στην ξηρά όσο και στην θάλασσα (Σχ. 18)
- ✓ Την αποκοπή των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, από μεγάλης γωνίας κανονικών ρηγμάτων, τα οποία κόβουν τα μικρής γωνίας ρήγματα αποκόλλησης.
- ✓ Τη δημιουργία δεξιόστροφων (πλάγιος εφελκυσμόςal) ρηξιγενών ζωνών.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των πρώτων εργασιών κινηματικών μοντέλων για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (McKenzie 1972, 1978; Le Pichon and Angelier 1981) και σε συνδυασμό με τα γεωδαιτικά δεδομένα δορυφόρου που αφορούν μετρήσεις μετατόπισης (McClusky et al. 2000; Hollenstein et al. 2008; Müller et al. 2013), αποδεικνύεται ότι το σημερινό ενεργό εφελκυστικό πεδίο συνδυάζει την προς τα ΝΔ υποχώρηση της Ελληνικής τάφρου με την προς τα δυτικά μετακίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Τα γεωλογικά δεδομένα αποδεικνύουν ότι αυτή η αλληλεπίδραση άρχισε στο Μέσο Μειόκαινο (Dewey and Şengör 1979; Şengör et al. 2005; Philippon et al. 2014), περίπου 10 Ma πριν το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας φθάσει στο Αιγαίο (Armijo et al. 1999; Hubert-Ferrari et al. 2003; Şengör et al. 2005, Sakellariou & Tsampouraki-Kraounaki, 2018), κυρίως για τις τεκτονικές δομές που κυριαρχούν στο Βόρειο Αιγαίο.

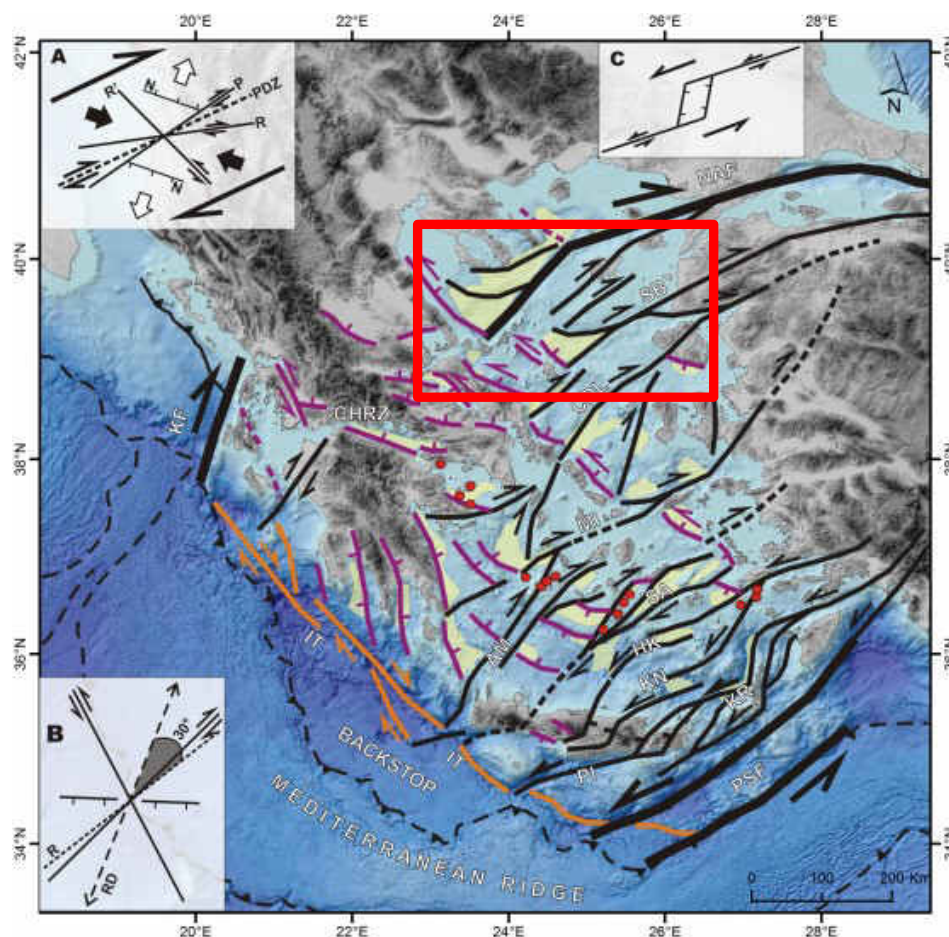


Σχ. 18. Πολυάριθμες, ποικίλου σχήματος λεκάνες χαρακτηρίζουν τη θάλασσα του Αιγαίου, των οποίων τα βάθη τόσο στο βόρειο όσο και στο κεντρικό Αιγαίο δεν ξεπερνούν τα 2.500m (Sakellariou & Tsampouraki-Kraounaki, 2018)

3.4 Τεκτονική δομή του Βόρειου Αιγαίου

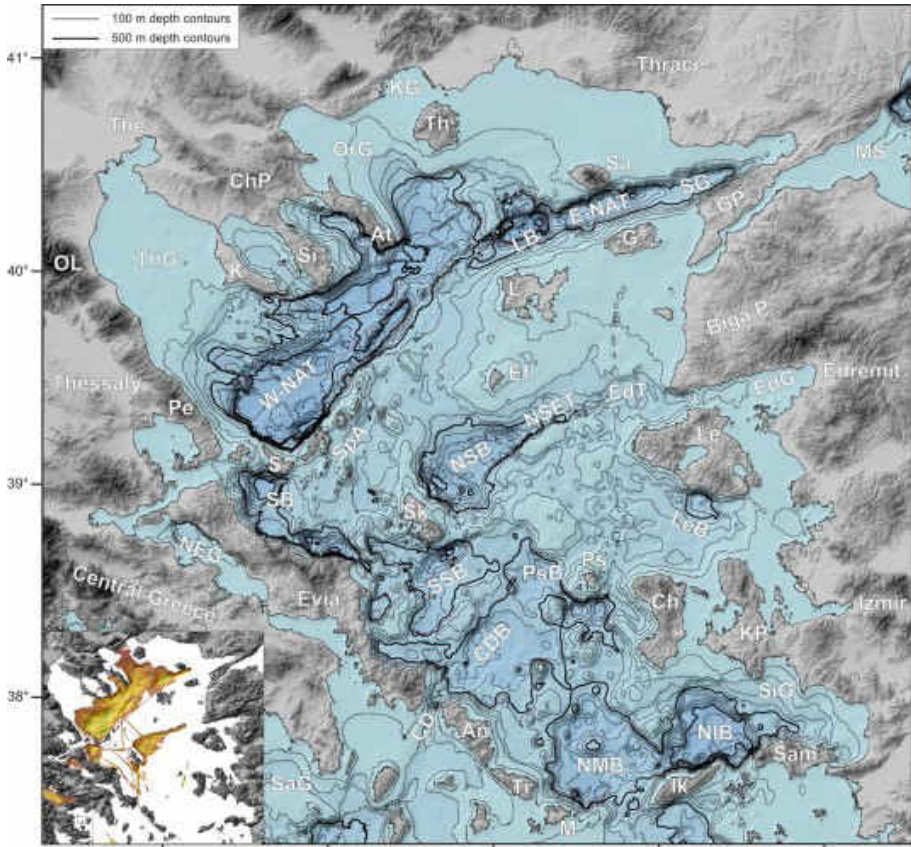
Η περιοχή του Βορείου Αιγαίου έχει μελετηθεί από πολλούς ερευνητές (Lyberis 1984, Papanikolaou et al., 2002, 2006, Sakellariou et al., 2016, 2018, 2019, Yaltirak et al., 1998, Kurt et al., 2000, Isler et al., 2008, Güreer et al., 2016) μιας και στην περιοχή υπήρχε εδώ και πολλές δεκαετίες κάποιο ενδιαφέρον έρευνας κοιτασμάτων υδρογονανθράκων.

Από τη σύνθεση των παραπάνω ερευνών, προέκυψε ο παρακάτω χάρτης (Σχ. 19) που αφορά όλη την περιοχή του Αιγαίου καθώς και την περιοχή κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου.



Σχ. 19. Στο Βόρειο Αιγαίο (κόκκινο πλαίσιο) κυριαρχούν ρήγματα ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης δεξιόστροφα και μικρότερα με ΒΔ-ΝΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης αριστερόστροφα μία παραμόρφωση συμβατή τις δομές Riedel σε μία ζώνη δεξιόστροφο ρήγματος, όπως φαίνεται στο ένθετο σχήμα Α (χάρτης από τη σύνθεση εργασιών Angelier et al., 1982, McClusky et al., 2000, Mascle, J. et al., 1982, 1986, Mascle & Martin, 1990 Wardel et al., 2014, Lyberis et al., 1982, 1984, Perissoratis, & Papadopoulos 1999, Tampouraki-Kraounaki & Sakellariou., 2017, Tampouraki-Kraounaki et al., 2018, Sakellariou et al., 2010, 2016, 2018, Nomikou et al. 2016, 2018, Hooft et al. 2017, Piper et al., 2003, Piper & Perissoratis 2003, Tibaldi et al., 2008, Kurt et al., 1999, Tur et al., 2015, Bartole et al., 1983, Jongsma et al., 1977, Papanikolaou et al., 1988, 2002, 2006, , Lykousis et al., 1995, Rossi et al., 1986, Güreter et al., 2016, Isler et al. 2008, Kurt et al., 2000, Yaltirak et al., 1998), από Sakellariou & Tsampouraki-Kraounaki, 2018

Ο χώρος του Βορείου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από δύο τεκτονικές τάφρους. Η μεγαλύτερη είναι η ομώνυμη τάφρος του Βορείου Αιγαίου και η δεύτερη είναι η τάφρος της βόρειας Σκύρου-Αδραμνυτίου. Στην ίδια περιοχή συναντούμε επίσης μία σειρά από λεκάνες διαφορετικών σχημάτων και περιοχές με αβαθή ύδατα ανάμεσα στην τάφρο της Βόρειας Σκύρου, τις Κυκλάδες, την ανατολική ακτή της Εύβοιας και τις δυτικές ακτές της Ανατολίας (Σχ. 20).



Σχ. 20. Στο υποθαλάσσιο ανάγλυφο στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου διακρίνονται πολλά τεκτονικά βυθίσματα, με κυρίαρχα την Τάφρο του Βορείου Αιγαίου και την Τάφρο της Σκύρου-Αδραμυτίου δεδομένα από GEBCO (Drakopoulou & Kyriakidou, 2016; Sakellariou & Tsampouraki-Kraounaki, 2016; <https://emodnet.eu/bathymetry>).

Η Τάφρος του Βορείου Αιγαίου είχε από πολύ νωρίς συνδεθεί με την προέκταση του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Βόρειας Ανατολίας (Dewey & Sengör, 1979). Βρίσκεται στο βορειότερο όριο της έντονα παραμορφώσιμης μικροπλάκας του Αιγαίου με το υπόλοιπο τμήμα της Ευρασιατικής ηπείρου (McKenzie, 1970, 1972, 1978; Brunn, 1976; Dewey & Sengör, 1979; Sengör, 1979; Le Pichon & Angelier, 1979, 1981; McKenzie & Jackson, 1986; Taymaz et al., 1991; Armijo et al., 1999).

Πρόκειται για μία τάφρο με μήκος 300 km, η οποία αποτελείται από δύο τμήματα με διακριτά μορφολογικά και τεκτονικά χαρακτηριστικά (Σχ. 20):

Τη δυτική τάφρο του Βορείου Αιγαίου, ή Λεκάνη Σποράδων κατά Lyberis (1984), που βρίσκεται ανάμεσα στη χερσόνησο του Πηλίου και το νησί της Λήμνου, με διεύθυνση B40⁰A και η οποία αποτελείται από πολλές λεκάνες πολυποίκιλου σχήματος, συμπεριλαμβανομένης και της λεκάνης των Σποράδων που διαχωρίζεται από υψηλές κορυφές χαμηλότερες σε ύψος ράχεις. Το απότομο πρηνές με διεύθυνση B40⁰ A, που οριοθετεί το νότιο περιθώριο του δυτικού τμήματος της Τάφρου του Αιγαίου, αποτελεί ουσιαστικά ένα από τα δυτικότερα τμήματα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Lyberis, 1984, and Mascle & Martin, 1990). Επίσης το δυτικό τμήμα της τάφρου ξεκίνησε ως μια λεκάνη πλάγιος εφελκυσμός, εξαιτίας ενός εφελκυστικού πεδίου με διεύθυνση BA-NΔ κατά τη διάρκεια του οποίου έγινε η εκταφή του core complex, στο Παλαιογενές σε συνδυασμό με τη δεξιόστροφη περιστροφή της χερσονήσου της Χαλκιδικής (Brun & Sokoutis 2007), Kydonakis et al., 2015 and Brun et al., 2016). Η διεύθυνση του εφελκυστικού πεδίου μετατοπίστηκε στο Πλειο-Τεταρτογενές σε B-N (Mercier et al., 1987, 1989; Lyberis 1984). Άλλοι ερευνητές, Mascle & Martin (1990), θεωρούν ότι το δυτικό τμήμα της τάφρου του Βορείου Αιγαίου υπέστη κατά τη διάρκεια του Μέσου Μειοκαίνου έως και τα τέλη του Μειοκαίνου εφελκυσμό με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ο οποίος άλλαξε στο Πλειο-Τεταρτογενές όταν το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας εισχώρησε μέσα στη θάλασσα του Βορείου Αιγαίου (Armijo et al., 1996, 1999; Papanikolaou et al., 2002, 2006). Τα ρήγματα που δομούν αυτό το τμήμα της τάφρου μπορούν διακριθούν σε δύο ομάδες:

- ✓ BA-NΔ δεξιόστροφα οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα
- ✓ ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-NNA κανονικά ρήγματα

Η εντατική έρευνα στον χώρο αυτό του δυτικού τμήματος της τάφρου της Βόρειας Ανατολίας, τα βυθομετρικά δεδομένα και τα επιφανειακά σεισμικά προφίλ (Papanikolaou et al. 2002, 2006), οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι σ' αυτό το δυτικό τμήμα της τάφρου κυριαρχεί η οριζόντια συνιστώσα ολίσθησης κυρίως στην ανατολική της πλευρά ενώ προς τα δυτικά οι κινήσεις καταγράφονται περισσότερο κατακόρυφες. Η πολυπλοκότητα αυτού τμήματος περιγράφεται και από τους Sakellariou et al., 2016 όπου η κύρια ρηξιγενής ζώνη B40⁰A οριζόντιας μετατόπισης αποτελείται από 12 ρηξιγενή τμήματα με restraining and releasing bends ανάμεσά τους. Η συνολική τεκτονική εικόνα του δυτικού τμήματος της τάφρου του Βορείου Αιγαίου με τα πολλά ρηξιγενή τεμάχια (fault splays) που τεμαχίζουν τη λεκάνη και τη χωρίζουν σε ανοδικά ή καταδύόμενα τμήματα, παραπέμπει σε horsetail δομή (Sakellariou et al., 2016).

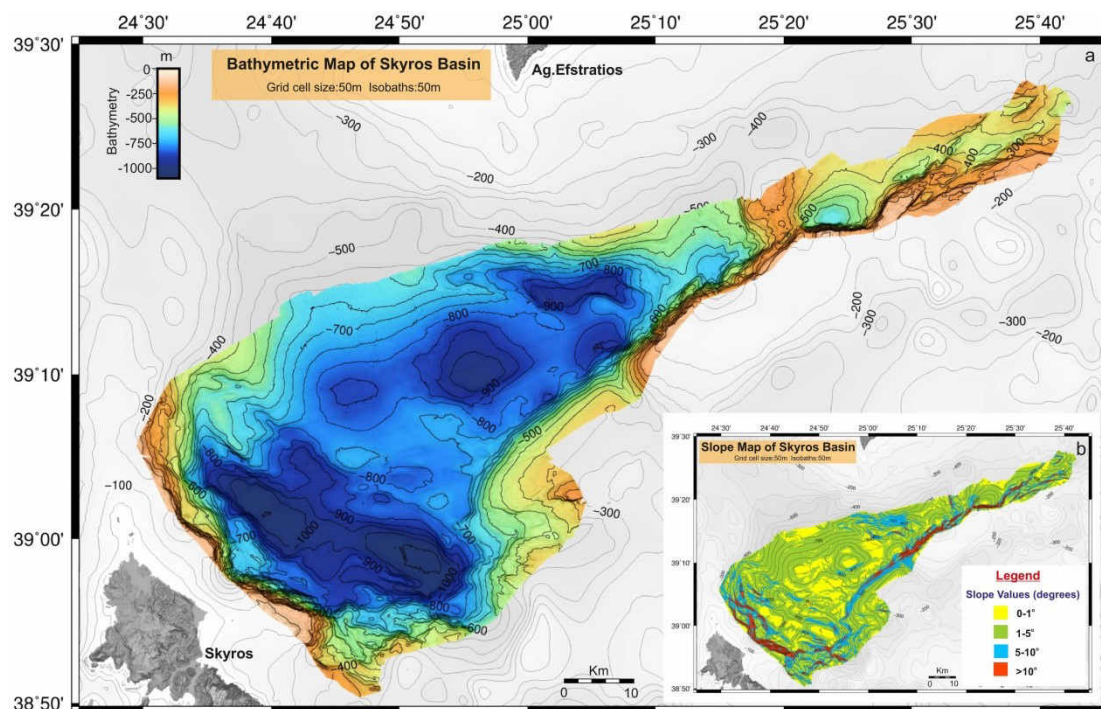
Την ανατολική τάφρο του Βορείου Αιγαίου ή Τάφρο του Σάρου κατά Lyberis (1984), που βρίσκεται ανάμεσα στο βόρειο τμήμα της Λήμνου και του κόλπου του Σάρου, με διεύθυνση B70⁰ A. Αυτό το τμήμα της τάφρου έχει επιμήκη μορφολογία και διαφοροποιείται σε βάθος από τα 1500m στη Λήμνο έως τα 1000m ανάμεσα στη Σαμοθράκη και την Ίμβρο (Mascle & Martin, 1990). Το ανατολικό τμήμα της τάφρου του Βορείου Αιγαίου, με διεύθυνση B70⁰A, αποτελείται από τρεις στενές λεκάνες. Η λεκάνη της Λήμνου, με σχήμα ατράκτου και βάθος 1500 m, χαρακτηρίζεται από μία σύνθετη τεκτονική δομή, όπου κυριαρχούν τα ρήγματα ABA-ΔΝΔ. Τα δεύτερης τάξης

ΒΔ-ΝΑ και τα μικρότερα ρήγματα ΒΒΑ-ΝΝΑ συμπληρώνουν την δομή του ανατολικού τμήματος της τάφρου (Mascle & Martin, 1990) και υποδεικνύουν το σχηματισμό της λεκάνης ως πλάγιος εφελκυσμός *or pull-apart* λεκάνη. Ανατολικότερα, το τμήμα αυτό της τάφρου συνεχίζει στο στενό πέρασμα ανάμεσα στη Σαμοθράκη και την Ίμβρο. Στη περιοχή καταγράφονται πολύ απότομα πρηνή ΑΒΑ-ΔΒΔ (Lyberis, 1984) και διαχωρίζεται από την τάφρο του Σάρου από μία ρηχή ράχη με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ. Στην περιοχή έχουν εργασθεί πολλοί μελετητές, μιας και ο κόλπος του Σάρου σχηματίζεται από το ρήγμα Ganos, που αποτελεί το κύριο ρηξιγενές τμήμα του κλάδου της Βόρειας Ανατολίας (Yaltirak et al., 1998; Kurt et al., 2000; Yaltirak & Alpar, 2002). Η τάφρος του Σάρου έχει ερμηνευτεί ως μία αρνητική δομή λουλουδιού *negative flower structure*, που αναπτύσσεται κατά μήκος της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης του Ganos (Kurt et al., 2000).

Τα λιγοστά νησιά του Βορείου Αιγαίου, αντανakλούν το είδος της παραμόρφωσης που κυριαρχεί στον χώρο της θάλασσας του Βορείου Αιγαίου. Το δίκτυο των ρηγμάτων που έχουν μετρηθεί στη Λήμνο ταιριάζει με αυτό που περιγράφηκε παραπάνω, κατά την ανάλυση της τάφρου του Βορείου Αιγαίου (Koukouvelas and Aydin, 2002; Pavlides and Tranos, 1991; Pavlides et al., 1990; Roussos, 1993; Tranos, 2009). Το νησί της Λήμνου, που βρίσκεται στη νότια πλευρά της τάφρου του Βορείου Αιγαίου, κόβεται από ρήγματα ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ δεξιόστροφα οριζόντιας μετατόπισης με ή χωρίς κανονική συνιστώσα (Chatzipetros et al., 2013).

Παρόμοια με τη Λήμνο, το νησί του Αγίου Ευστρατίου κόβεται από ένα σχεδόν καθαρά δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση Β36⁰, το οποίο δραστηριοποιήθηκε κατά τη διάρκεια του σεισμού του 1968 που είχε ισχύ Ms:7.1 (Pavlides et al., 1990; Kiratzi et al., 1991). Το είδος των ρηγμάτων που χαρτογραφήθηκαν στην περιοχή, με το κύριο ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης και το συζυγές αριστερόστροφο ρήγμα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης κατά μήκος της ΒΑ ακτής, συμφωνεί με το πλάγιο εφελκυστικό καθεστώς της περιοχής (Chatzipetros et al., 2013).

Η δεύτερη τεκτονική δομή που ξεχωρίζει στον χώρο του Βορείου Αιγαίου είναι η τάφρος της Βόρειας Σκύρου-Αδραμυτίου. Η τάφρος αυτή αναπτύσσεται παράλληλα με την τάφρο του Βορείου Αιγαίου και είναι παρόμοια μ' αυτήν, αλλά σαφώς πιο μικρή. Σε αντίθεση με την τάφρο του Αιγαίου, η τάφρος της Βόρειας Σκύρου-Αδραμυτίου, έχει μελετηθεί πολύ λιγότερο. Η μορφολογία της τάφρου και η τεκτονική δομή της λεκάνης της Σκύρου έχει μελετηθεί από τους (Mascle and Martin, 1990, Papanikolaou et al., 2015, 2018). Πρόκειται για μία λεκάνη με τριγωνικό σχήμα, γενικής διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ και βάθος που κυμαίνεται από 600 έως 1050 m, όπως φαίνεται στον βαθυμετρικό χάρτη (Σχ. 21).



Σχ. 21. Το υποθαλάσιο ανάγλυφο στη λεκάνη της Σκύρου και χάρτης μορφολογικών κλίσεων, δεδομένα βαθυμετρίας με ανάλυση 250m από EMODNET (Papanikolaou D. et al.,2019)

Στη λεκάνη της Σκύρου μπορούμε να διακρίνουμε μικρότερα τεκτονικά βυθίσματα με διεύθυνση που μεταβάλλεται από ΒΔ-ΝΑ παράλληλα στην ακτογραμμή της Σκύρου, σε Α-Δ διεύθυνσης στο κεντρικό τμήμα και ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης βυθίσματα στο ανατολικό της τμήμα. Η τάφρος βαθιάει από ανατολικά προς τα δυτικά, από 550 m στο ανατολικό της τμήμα, 900 m στο κεντρικό της τμήμα και 1060 m στο δυτικό. Επιφανειακές ράχες με υψόμετρο 400 m διαχωρίζουν τα βυθίσματα μεταξύ τους. Η διεύθυνση των ράχων κυμαίνεται από Α-Δ έως ΒΑ-ΝΔ. Το πλάτος της τάφρου κατά μήκος της μέγιστης πλευράς της είναι 40 km στα δυτικά, ενώ στα ανατολικά το πλάτος βαθμιαία μικραίνει στα 10 km. Αυτή η γεωμετρία που παρουσιάζει η λεκάνη της Βόρειας Σκύρου είναι παρόμοια μ' αυτή του Βορείου Αιγαίου κάτι που αποδεικνύει το βαθμιαίο άνοιγμα και βύθισμά της από τα ΑΒΑ προς τα ΔΝΔ (Papanikolaou et al.,2002).

Η χαρτογράφηση των μορφολογικών κλίσεων, απέδωσε ένα 10% της επιφάνειας του πυθμένα με πλαγίες γωνίας κλίσης $>10^0$, οι οποίες αντιστοιχούν σε πρηνή ρηξιγενών πρηνών. Συνοπτικά από την ανάλυση των μορφολογικών κλίσεων, καθορίζονται οι παρακάτω μεγάλες μορφοτεκτονικές ζώνες (Papanikolaou D. et al.,2019):

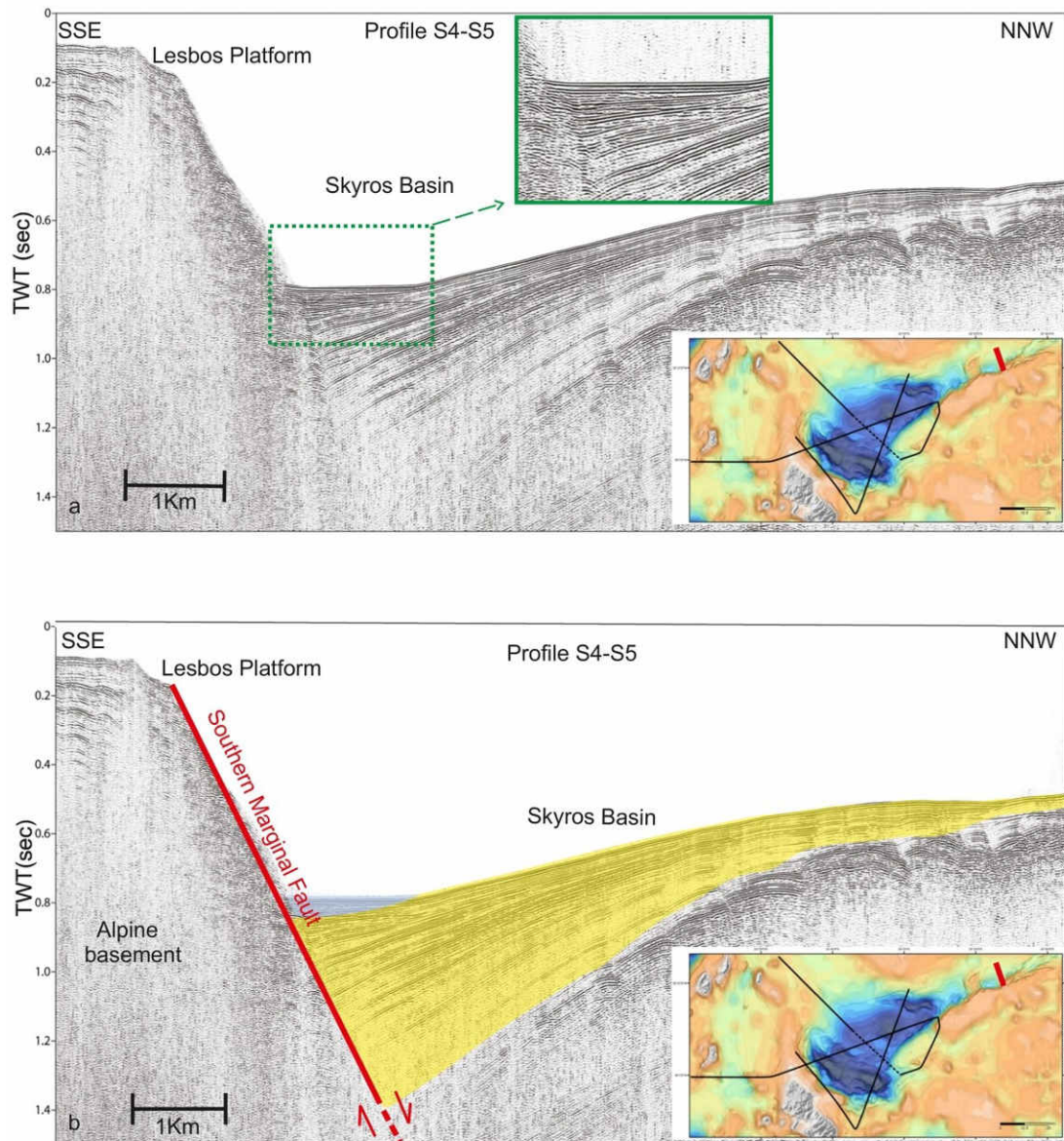
- Μία στενή ζώνη με κατεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ κατά μήκος του νότιου περιθωρίου της λεκάνης που προκαλούν μόνο από το νότο μία ημι-τεκτονική τάφρο.
- Τέσσερις υπο-παράλληλες ζώνες ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης στο ΝΔ τμήμα της λεκάνης, οι οποίες οριοθετούν τη πιο δυτική υπολεκάνη και δημιουργούν και από τις δύο πλευρές ένα τεκτονικό βύθισμα.

- Μία μικρότερη ζώνη με διεύθυνση Α-Δ στο κεντρικό τμήμα του βόρειου περιθωρίου της λεκάνης. Σ' αυτό το τμήμα υπάρχει μεγαλύτερη ασυμμετρία στη γεωμετρία της τεκτονικής τάφρου, όπου τα υποθαλάσσια πρηνή του νότιου περιθωρίου είναι ψηλότερα από αυτά του βόρειου.

Η ανάλυση των σεισμικών τομών ανάκλασης αποκαλύπτουν την τεκτονική δομή της τάφρου της Βόρειας Σκύρου, οριοθετώντας τα μεγάλα ρήγματα που περιβάλλουν το περιθώριο της τάφρου, δίνοντας της μ' αυτόν τον τρόπο το τριγωνικό της σχήμα. Οι ρηξιγενείς ζώνες μπορούν να διακριθούν σε τρεις ομάδες:

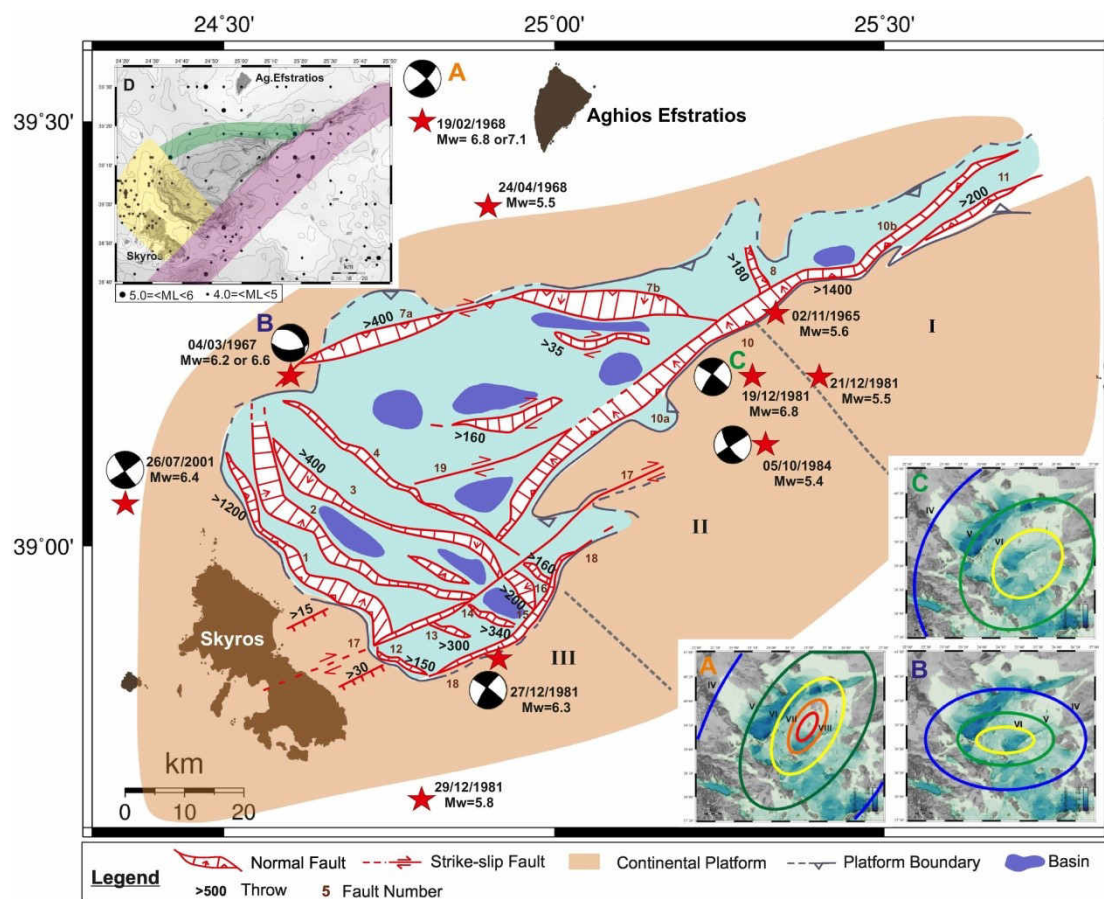
- Στο βόρειο περιθώριο της τάφρου το ρήγμα με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ, το οποίο διαχωρίζει την τάφρο από το πλατώ των Βόρειων Σποράδων-Λήμνου.
- Στο νότιο περιθώριο, το ρήγμα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, το οποίο τη διαχωρίζει από το πλατώ της Λέσβου στο νότο .
- Στο δυτικό περιθώριο, το ρήγμα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, το οποίο διαχωρίζει την τάφρο από το πλατώ της Σκύρου.

Από την επεξεργασία των σεισμικών τομών (προφίλ) αξίζει να περιγραφεί με λεπτομέρεια, ιδιαίτερα η περιοχή που γειτνιάζει με την παρούσα περιοχή της έρευνας. Το στενότερο τμήμα της λεκάνης της Σκύρου, βρίσκεται βόρεια από το πλατώ της Λέσβου. Το τμήμα αυτό χαρακτηρίζεται από ένα ρήγμα που οριοθετεί το νότιο περιθώριο του, δημιουργώντας μία τεκτονική ημιτάφρο, αφού δεν βλέπουμε αντίστοιχο ρήγμα από τη βόρεια πλευρά του. Η λεκάνη στην περιοχή αυτή έχει πλάτος 5-6 km. Στο κάτω τέμαχος του ρήγματος έχουμε το πλατώ της Λέσβου με βάθος 50-70 m. Το πρηνές του ρήγματος έχει ύψος 700 m και αποτελείται από πετρώματα του Αλπικού υποβάθρου. Στο πάνω τέμαχος συναντούμε ιζήματα με πάχος 700 m, επομένως υπολογίζουμε ένα άλμα μεγαλύτερο των 1400 m. Το ρήγμα αυτό φαίνεται να είναι το ενεργό ρήγμα της λεκάνης, καθώς φαίνεται να συσσωρεύει μεγάλα ποσά ενέργειας (Σχ. 22).



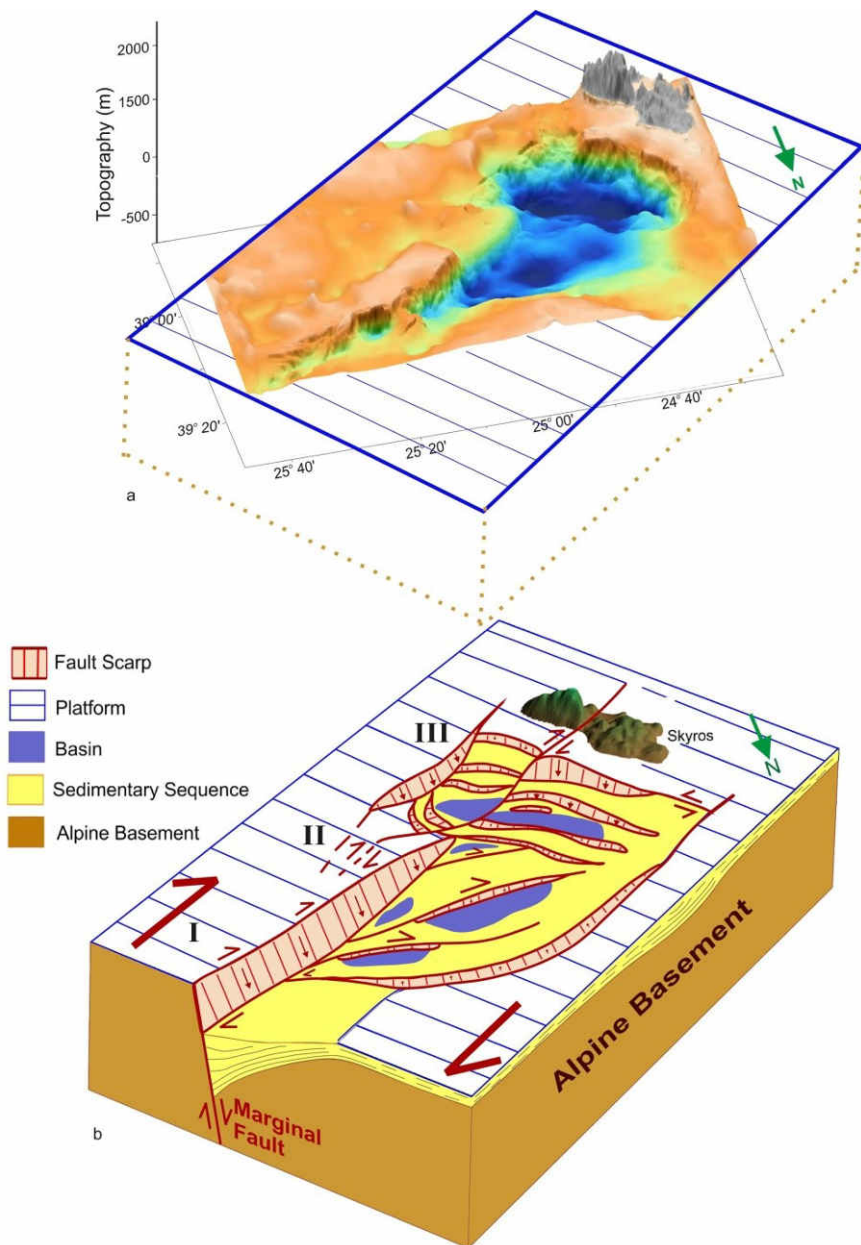
Σχ. 22. (α) Σεισμικό προφίλ στο νότιο περιθώριο της λεκάνης της Σκύρου και (β) η ερμηνεία του, υποδεικνύει πλαγιοκανονικό ρήγμα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ με ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας συνιστώσας (Papanikolaou D. et al., 2019)

Από την επεξεργασία όλων των δεδομένων που προέκυψαν από τις σεισμικές τομές ανάκλασης καθώς και από την ερμηνεία των βυθομετρικών δεδομένων, προέκυψε ο τεκτονικός χάρτης της λεκάνης της Σκύρου (Σχ. 23).



Σχ. 23. Τεκτονικός χάρτης της Τάφρου της Σκύρου με βάση τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την επεξεργασία των σεισμικών τομών (προφίλ Papanikolaou D. et al., 2019)

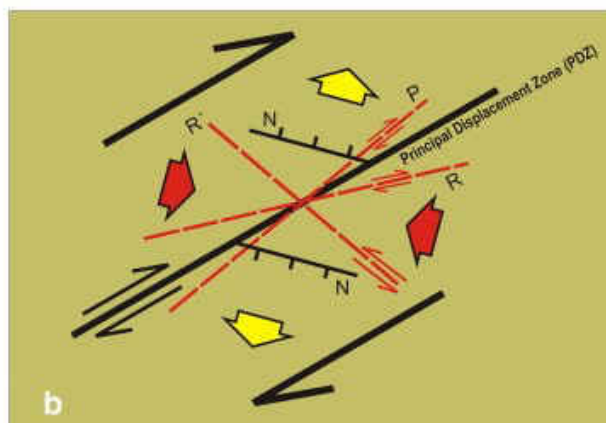
Η χαρτογράφηση του θαλάσσιου πυθμένα της περιοχής οδήγησε στη δημιουργία του 3D μοντέλου της τεκτονικής λεκάνης της Σκύρου όπου αναλύονται οι τεκτονικές δομές που κυριαρχούν.



Σχ. 24. (α) Τριδιάστατο μοντέλο του υποθαλάσσιου αναγλύφου της τεκτονικής Τάφρου της Σκύρου και (β) Τριδιάστατη απεικόνιση της τεκτονικής Τάφρου από τα ΒΑ όπου φαίνονται τα τρία τεκτονικά τμήματα της τεκτονικής λεκάνης I, II και III. (Papanikolaou D. et al., 2019)

3.5 Γεωδυναμικό καθεστώς του Βορείου Αιγαίου και το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας

Αναλύοντας την τεκτονική δομή του Βορείου Αιγαίου, οι περισσότεροι ερευνητές καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι οι δύο κύριες τεκτονικές δομές που χαρακτηρίζουν την περιοχή, η τάφρος του Βορείου Αιγαίου και η τάφρος της Βόρειας Σκύρου-Αδραμυτίου, δημιουργούν μία σύνθετη εικόνα, με απότομα πρηνή, ανυψώσεις και ταπεινώσεις, ρήγματα κανονικά και οριζόντιας μετατόπισης, δομές διάτμησης κ.α. Όλα αυτά οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το είδος της δυναμικής τεκτονικής που επιδρά στον χώρο είναι συμβατό μ' αυτό του μοντέλου Riedel διάτμησης για μια περιοχή όπου δραστηριοποιείται ένα μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (Σχ. 25) (Pavlidis et al., 1990, A. Chatzipetros et al. 2013, Sakellariou et al., 2018, Papanikolaou et al., 2019).



Σχ 25. Η τεκτονική της περιοχής του Βορείου Αιγαίου είναι συμβατή με το μοντέλο Riedel διάτμησης που ισχύει σε μια περιοχή όπου δραστηριοποιείται ένα μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (Chatzipetros et al., 2013)

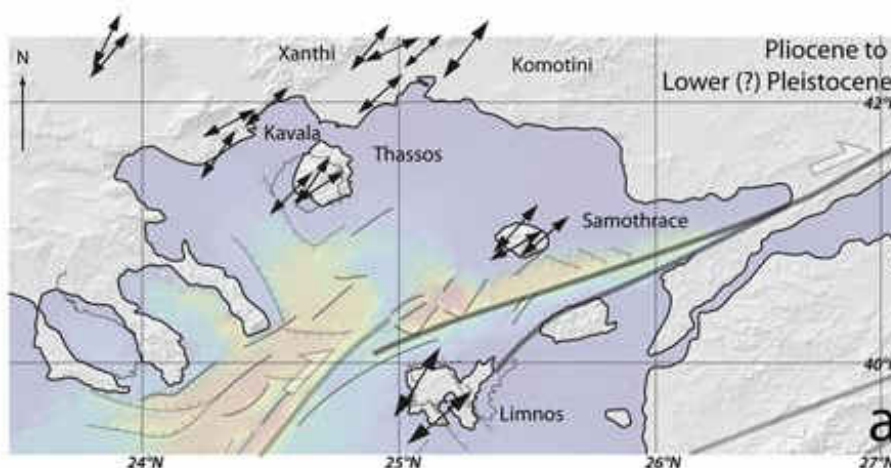
Είτε αναλύοντας τη δυναμική των τεκτονικών δομών στον χώρο του Βορείου Αιγαίου (Mercier et al 1987, 1989; Lyberis 1984; Lyberis and Sauvage 1985), είτε χαρτογραφώντας τα ρήγματα (Armijo et al. 1999; Papanikolaou et al. 2006, Tranos D.M., 2009), είτε ερμηνεύοντας δεδομένα σεισμικά, βαθυμετρικά, γεωδαισίας (Hatzfeld 1999; Taymaz et al. 1991; Goldworthy et al. 2002, Papanikolaou et al. 2015, 2018, Sakellariou et al., 2018), γίνεται άμεσα αντιληπτό ότι πεδίο των τάσεων στον χώρο του Βορείου Αιγαίου εξαρτάται από το δεξιόστροφο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας.

Επομένως, η περιοχή του Βορείου Αιγαίου αναπαριστά έναν μεταβατικό χώρο στον οποίο υπάρχει τόσο η δράση του εφελκυστικού πεδίου εξαιτίας της υποχώρησης της ζώνης υποβύθισης προς τα ΝΔ όσο και η δράση του δεξιόστροφου ρήγματος

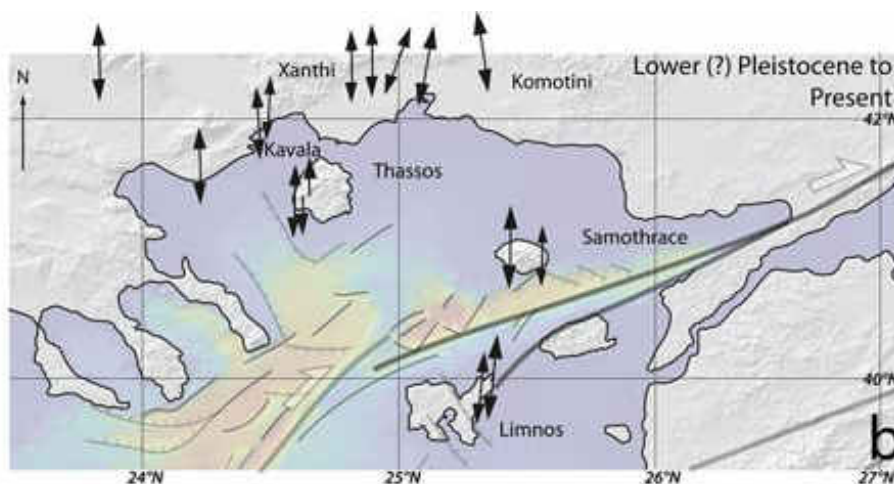
οριζόντιας μετατόπισης που έχει ως αποτέλεσμα την πλευρική προς τα δυτικά μετακίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας.

Στην περιοχή του «Duzce», 240 km ανατολικά της Κωνσταντινούπολης το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, που έχει μήκος 1200 km, διακλαδίζεται σε βόρειο και νότιο κλάδο. Ο βόρειος κλάδος συνεχίζει δυτικά και μέσω της θάλασσας του Μαρμαρά εισέρχεται στο Βόρειο Αιγαίο ενώ ο νότιος κλάδος διασχίζοντας τη χερσόνησο Biga εισέρχεται στο νότιο τμήμα του Βόρειου Αιγαίου. Έτσι ο βόρειος κλάδος ευθύνεται για τη δημιουργία της τάφρου του Βορείου Αιγαίου ενώ ο νότιος κλάδος δημιουργεί την τάφρο της Βόρειας Σκύρου-Αδραμυτίου.

Ένα γεωλογικά αναγνωρισμένο σε παγκόσμιο επίπεδο και πολυμελετημένο ενδοηπειρωτικό ρήγμα, το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, επιδρά στον χώρο του Βορείου Αιγαίου εδώ και 5 Ma, σύμφωνα με πολλούς ερευνητές (Armijo et al. 1999, Lyberis 1984; Lyberis and Sauvage 1985; Mercier et al. 1987, 1989). Ο χαρακτήρας αυτού του ρήγματος, με τις ξεκάθαρα αποτυπωμένες δεξιόστροφες μετατοπίσεις ολίσθησης, εισχωρώντας στον χώρο του Βορείου Αιγαίου μεταβάλλει το πεδίο των τάσεων που ενεργούν σ' αυτό τον χώρο. Έτσι ενώ θα έπρεπε να δεσπόζει στην περιοχή νέο εφελκυστικό πεδίο, αποτέλεσμα της έκτασης του Αιγαίου από την συνεχή υποχώρηση της υποβυθιζόμενης πλάκας προς τα ΝΔ που λαμβάνει χώρα στο Νότιο Αιγαίο, το πεδίο των τάσεων εμφανίζει χαρακτήρα διάτμησης. Η επίδραση του δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στο χώρο του Β. Αιγαίου επηρεάζει τη διεύθυνση της επέκτασης του Β. Αιγαίου από το Πλειόκαινο-Κατώτερο Πλειστόκαινο έως σήμερα. (Σχ. 26, 27)



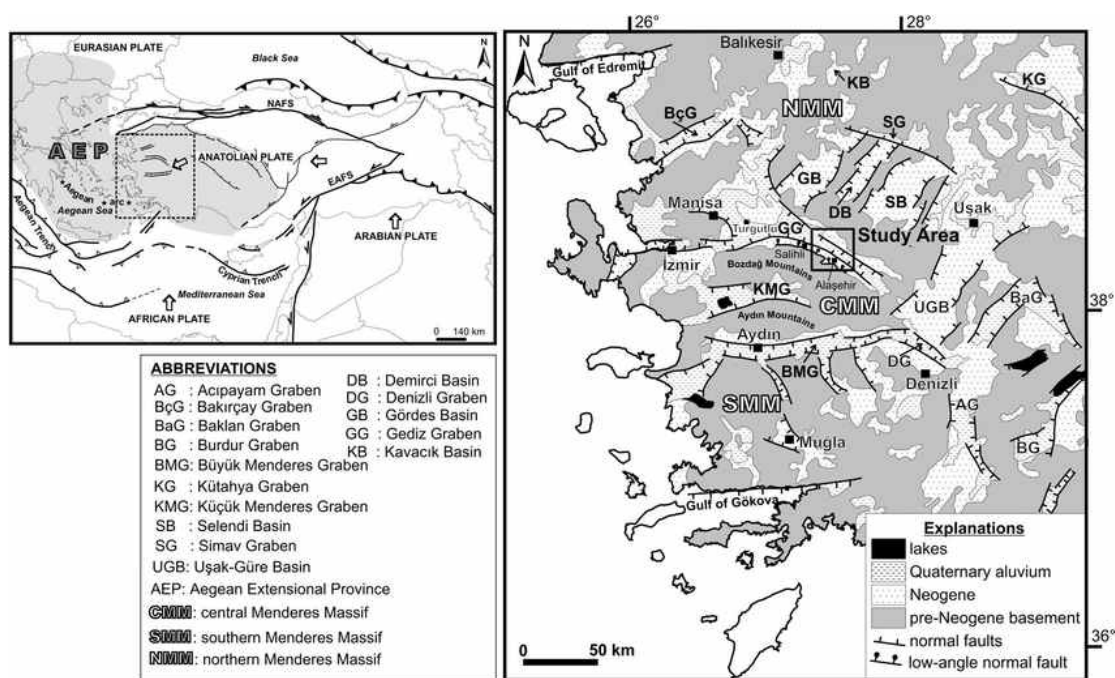
Σχ. 26. Μεταβολή του σ_3 από το Πλειόκαινο στο Κατώτερο Πλειστόκαινο (a) ως προς την επέκταση του Ρήγματος της Β. Ανατολίας στην περιοχή του Β. Αιγαίου (Reilinger et al., 2000; Meijninger, 2001; Koukouvelas and Aydin, 2002).



Σχ. 27. Μεταβολή του σ_3 από το Κατώτερο Πλειστόκαινο έως Σήμερα (b) ως προς την επέκταση του Ρήγματος της Β. Ανατολίας στην περιοχή του Β. Αιγαίου (Reilinger et al., 2000; Koukouvelas and Aydin, 2002).

3.6 Η Δυτική Ανατολία και η τεκτονική της

Η περιοχή της Δυτικής Ανατολίας χαρακτηρίζεται από την παρουσία πολλών ενεργών ρηξιγενών ζωνών με διεύθυνση σχεδόν Α-Δ, τα ρήγματα των οποίων οριοθετούν πολλά τεκτονικά βυθίσματα που διαχωρίζονται από τεκτονικά κέρατα.



Σχ. 28. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ΝΔ Τουρκίας με την κατανομή των τεκτονικών τάφρων Α-Δ και των τεκτονικών λεκανών με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (από Bozkurt, 2000)

Εκτός από τον γεωλογικό χάρτη που δείχνει την παραπάνω εικόνα, η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή είναι πολύ έντονη επιβεβαιώνοντας το γεγονός ότι ο

χώρος δέχεται την επίδραση ενός εφελκυστικού πεδίου με διεύθυνση Β-Ν. Άλλωστε η περιοχή της Δυτικής Ανατολίας και του Αιγαίου έχει εδώ και πολλά χρόνια αναγνωρισθεί ότι βρίσκονται σε μια ευρύτερη ζώνη εφελκυσμού (Philipson 1910-1915) η οποία «εκτείνεται» από την περιοχή της Βουλγαρίας στο βορρά ως το Ελληνικό τόξο στο νότο (McKenzie 1972).

Τα τεκτονικά βυθίσματα στην περιοχή της Δυτικής Ανατολίας, 10 περίπου στον αριθμό με διεύθυνση Α-Δ, μελέτησαν πολλοί ερευνητές αναζητώντας κυρίως να βρουν απαντήσεις τόσο ως προς τον χρόνο δημιουργίας τους όσο και ως προς τις συνθήκες κάτω από τις οποίες δημιουργήθηκαν.

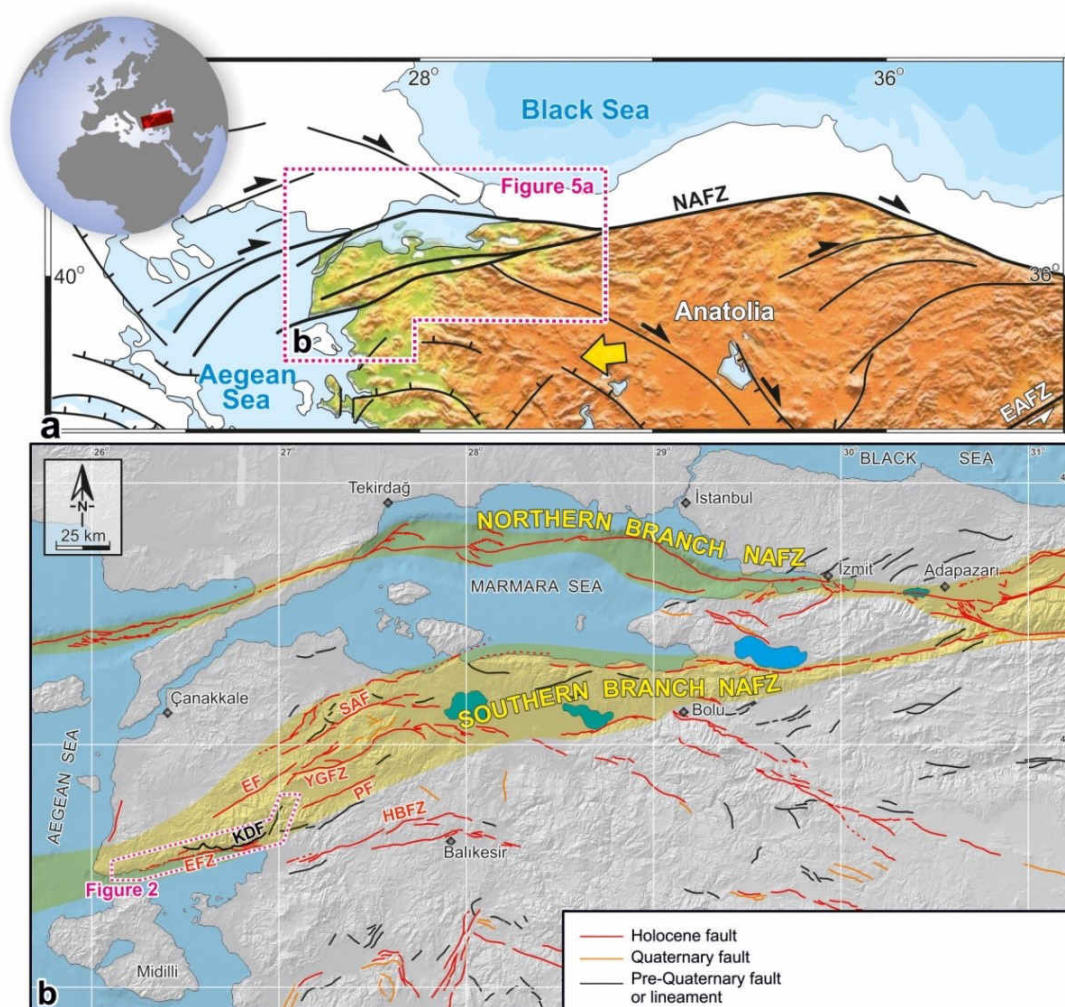
Έτσι λοιπόν στην περιοχή μπορούν να διακριθούν πέντε (5) διαφορετικά στάδια παραμόρφωσης, τα οποία διαμόρφωσαν τη μορφολογία της Δυτικής Ανατολίας δημιουργώντας τα παραπάνω τεκτονικά βυθίσματα (Yilmaz Y., et.al., 2000):

- Το στάδιο πριν το σχηματισμό των τεκτονικών βυθισμάτων, που αφορά το χρονικό διάστημα πριν το Μειόκαινο. Κατά το χρονικό αυτό διάστημα στην περιοχή κυριαρχούσε η συμπίεση, με αποτέλεσμα τα αλληπάλληλα καλύμματα που σχηματίζονταν να δημιουργούν ενδιάμεσα τους ένα είδος «λεκανών».
- Το εφελκυστικό στάδιο με διεύθυνση Α-Δ. Το στάδιο αυτό είναι υπεύθυνο για το σχηματισμό 20 περίπου τεκτονικών βυθισμάτων με διεύθυνση Β-Ν στην περιοχή τα οποία συναντάμε μέχρι τον 29^ο Ανατολικό γεωγραφικό μεσημβρινό
- Το πρώιμο εφελκυστικό στάδιο με διεύθυνση Β-Ν, το οποίο ξεκίνησε στα τέλη του Μειοκαίνου. Αυτό είναι υπεύθυνο για τη δημιουργία των κανονικών ρηγμάτων Α-Δ και των επαναδραστηριομένων ρηγμάτων της ίδιας διεύθυνσης που δημιουργήθηκαν στις αρχές του Μειοκαίνου. Αυτά τα ρήγματα αποτέλεσαν τα ρήγματα που μεταγενέστερα θα σχηματίσουν το τεκτονικό βύθισμα του Αδραμυτίου.
- Στο τέλος του Μειοκαίνου-αρχές Πλειοκαίνου είχαμε τη διακοπή του εφελκυστικού πεδίου που περιγράφηκε παραπάνω. Αυτό μαρτυρά η παρουσία μιας διαβρωτικής επιφάνειας με χαμηλό ανάγλυφο που εντοπίζουμε πάνω στα στρώματα του Ανώτερου Μειοκαίνου.
- Το τρέχον στάδιο του εφελκυσμού με διεύθυνση Β-Ν το οποίο ξεκίνησε στο Πλειο-Πλειστόκαινο. Κατά τη διάρκεια αυτού του σταδίου έχουμε το σχηματισμό του τεκτονικού βυθίσματος του Αδραμυτίου που βρίσκεται σήμερα σε εξέλιξη.

3.7 Τεκτονικό βύθισμα του Αδραμυτίου (Edremit Graben)

Ο κόλπος του Αδραμυτίου μαζί με τη Λέσβο, αποτελεί τμήμα του ομώνυμου τεκτονικού βυθίσματος που βρίσκεται σε μια ζώνη μετάβασης όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς μεταξύ του Αιγαίου και της περιοχής του Αδραμυτίου. Στην περιοχή του Αιγαίου έχουμε την επίδραση εφελκυστικού πεδίου με διεύθυνση Β-Ν ενώ στην περιοχή του Αδραμυτίου έχουμε την επίδραση του νότιου κλάδου του

δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Σχ. 29) (Barka, 1992; Barka & Kadinsky Cade, 1988; Dewey & Şengör, 1979; Emre, Doğan, Özalp, & Yildirim, 2011; Gürer, Kaymakçı, Çakır, & Özburan, 2003; Özalp, Emre, & Doğan, 2013; Şengör, 1979, Şengör et al., 2005, 2014). Η συλλογή των τεκτονικών στοιχείων για την περιοχή, είναι πολύ σημαντική προκειμένου να κατανοηθεί ποιο τεκτονικό πεδίο είναι κυρίαρχο. Με τη βοήθεια των δεδομένων υπαίθρου, τα στοιχεία των GPS καθώς και των δορυφόρων (SRL), υπολογίστηκε το τεκτονικό καθεστώς στην περιοχή του Αδραμυτίου (Oral et al., 1995, Le Pischon et al., 1995). Με βάση αυτές τις μελέτες η περιοχή του Αδραμυτίου έχει υποστεί περιστροφή με φορά αντίθετη από αυτήν του ρολογιού (Yilmaz et al., 2000). Παλαιομαγνητικές μελέτες υποδεικνύουν περιστροφή αντίθετη της φοράς του ρολογιού κατά τη διάρκεια του Πλειοτεταρτογενούς (Isseven et al., 1995; Orbay et al., 1999).



Σχ. 29. Το ευρύτερο τεκτονικό πλαίσιο του τμήματος Β. Ανατολίας που λειτουργεί σαν μπλοκ (απλοποιημένο από Barka, 1992; Şengör et al., 1985). και (b) οι κλάδοι του ρήγματος της Β.Ανατολίας, σκιασμένοι με καφέ χρώμα (Sozbilir H. et al., 2016)

Η επεξεργασία των σεισμικών τομών κυρίως μέσα στη θάλασσα, καθώς και τα βυθομετρικά στοιχεία που προσπαθούν να απεικονίσουν τον θαλάσσιο πυθμένα

προσέφεραν με τη σειρά τους νέα δεδομένα στην χαρτογράφηση των ενεργών ρηγμάτων (Boztepe A. et al., 2001). Από την επεξεργασία όλων των παραπάνω στοιχείων προέκυψε το συμπέρασμα ότι η περιοχή βρίσκεται κάτω από την επίδραση ενός εφελκυστικού πεδίου με διεύθυνση B-N και ρυθμό έκτασης που κυμαίνεται ανάμεσα στα 30 mm έως 60mm/yr (McKenzie, 1972, 1978, McKenzie and Yilmaz, 1991).

Το τεκτονικό βύθισμα του Αδραμυτίου αποτελεί ένα από τα μεγαλύτερα παράκτια τεκτονικά βυθίσματα της Δυτικής Ανατολίας. Το βύθισμα που δημιουργείται από την ρηξιγενή ζώνη του Αδραμυτίου, έχει διεύθυνση σχεδόν Α-Δ, μήκος 80 km και πλάτος 5-30 km. Το βόρειο περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος οριοθετείται από το σχεδόν ευθύγραμμο ορεινό μέτωπο της περιοχής του Kazdag, το οποίο ανυψώνεται απότομα σχεδόν 1000 m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας, δημιουργώντας τη ρηξιγενή ζώνη του Αδραμυτίου. Η ζώνη αυτή οριοθετεί τη χερσόνησο Biga προς το νότο και αποτελείται από πολλά ρήγματα κατά μήκος της βόρειας ακτής του Κόλπου του Αδραμυτίου. Η γενική διεύθυνση της ρηξιγενούς ζώνης είναι σχεδόν Α-Δ και η μέση κλίση υπολογίστηκε περίπου 65° προς το νότο. Η ενεργή δράση του ρήγματος φαίνεται τόσο από την παραμόρφωση που προκαλεί στους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς της περιοχής όσο και από την χαρακτηριστική εικόνα της γεωμορφολογία της. Στο νοτιότερο τμήμα του βόρειου περιθωρίου του βυθίσματος, η ρηξιγενής ζώνη μετατοπίζει τις αλλούβιες αποθέσεις του Ολοκαίνου από τα παλαιότερα πετρώματα. Προς τα ανατολικά, τα ρήγματα της ρηξιγενούς ζώνης με διεύθυνση Α-Δ έως ΒΑ-ΝΔ, δημιουργούν en echelon δομές τοποθετημένες συνθετικά και αντιθετικά προς τα τμήματα των ρηγμάτων. Σε γενικές γραμμές η ρηξιγενής ζώνη του Αδραμυτίου παρουσιάζει μία γεωμετρία τύπου horsetail που χαρακτηρίζει κυρίως τα οριζόντια ή και πλάγια μετατόπισης ρήγματα.

Κινηματικοί δείκτες πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες, όπως οι τεκτονικές γραμμώσεις και οι δομές riedel, υποδεικνύουν ότι η ρηξιγενής ζώνη, στο βόρειο περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος του Αδραμυτίου αποτελεί ένα κανονικό ρήγμα με δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης (Sozbilir H., et al., 2016). Για σημαντική συνιστώσα οριζόντιας ολίσθησης μιλούν και άλλες εργασίες όπως οι (Yilmaz and Karacik, 2001). Σύμφωνα με αυτούς όμως, η οριζόντια συνιστώσα ολίσθησης είναι αριστερόστροφη, λαμβάνοντας υπόψη τα δεδομένα μιας γεώτρησης πετρελαίου που έχει γίνει στην περιοχή του κόλπου του Αδραμυτίου. Επίσης με δεδομένα υπαίθρου υπολογίστηκε από τους ίδιους το άλμα του ρήγματος στο βόρειο τμήμα του τεκτονικού βυθίσματος του Αδραμυτίου στα 500m.

Το νότιο περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος παρουσιάζει πιο ήπιο ανάγλυφο με την ακτογραμμή να δημιουργεί μικρούς όρμους.

Η μορφολογία των ηπειρωτικών περιθωρίων του τεκτονικού βυθίσματος αποδεικνύει ότι η βόρεια πλευρά του βυθίσματος έχει πρόσφατα ανέλθει με τη βοήθεια των κανονικών ρηγμάτων του βόρειου περιθωρίου, γεγονός που διαπιστώνεται επίσης και από την ύπαρξη ανυψωμένων παραλιών.

Ο μηχανισμός σχηματισμού και η τμηματοποίηση της ρηξιγενούς ζώνης του Αδραμυτίου ερμηνεύεται από διαφορετικές απόψεις, σύμφωνα με τη βιβλιογραφία:

α) Η λεκάνη του Αδραμυτίου δημιουργήθηκε εξαιτίας της αριστερόστροφης περιστροφής που δέχεται η περιοχή από την περίοδο του Νεογενούς-Τεταρτογενούς, σύμφωνα με τους İzseven et al.(1995).

β) Η λεκάνη του Αδραμυτίου αποτελεί αρνητική δομή λουλουδιού που δημιουργήθηκε στο Πλειόκαινο, σύμφωνα με τον Beyhan (1999).

γ) Το Αδραμύτιο αποτελεί μία Πλειο-Τεταρτογενή λεκάνη που δημιουργείται εξαιτίας της δράσης εφελκυσμού σε περιοχές όπου δρουν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης σύμφωνα με τους Okay and Satir (2000).

δ) Η λεκάνη του Αδραμυτίου είναι αποτέλεσμα της δράσης αριστερόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης, η δράση του οποίου τοποθετείται στο Τεταρτογενές, σύμφωνα με τους Yılmaz and Karacık (2001).

ε) Η λεκάνη του Αδραμυτίου είναι αποτέλεσμα της δράσης κανονικού ρήγματος η δράση του οποίου τοποθετείται στο τέλος του Πλειοκαίνου-Πλειστοκαίνου, σύμφωνα με τους Boztepe-Güney et al. (2001).

στ) Η λεκάνη του Αδραμυτίου είναι αποτέλεσμα της δράσης δύο διαφορετικών πεδίων που προκαλούνται από τη δράση του ρήγματος νότιου κλάδου οριζόντιας μετατόπισης της Βόρειας Ανατολίας και του εφελκυστικού πεδίου που επικρατεί στο Αιγαίο, σύμφωνα με τους Beccalotto and Steiner (2005).

ζ) Η λεκάνη του Αδραμυτίου είναι αποτέλεσμα της δράσης κανονικού ρήγματος μεγάλης γωνίας κλίσης, η δράση του οποίου τοποθετείται στο Πλειο-Τεταρτογενές Bonev et al.(2009).

η) Η λεκάνη του Αδραμυτίου είναι αποτέλεσμα της δράσης κανονικού ρήγματος, η λειτουργία του οποίου ξεκίνησε στο Μειόκαινο και συνεχίστηκε στο Πλειόκαινο, σύμφωνα με τους Kurtuluş et al.(2009).

θ) Το Αδραμύτιο αποτελεί τη Bababurnu Τεταρτογενή pull-apart λεκάνη σύμφωνα με τους Yaltırak et al.(2012).

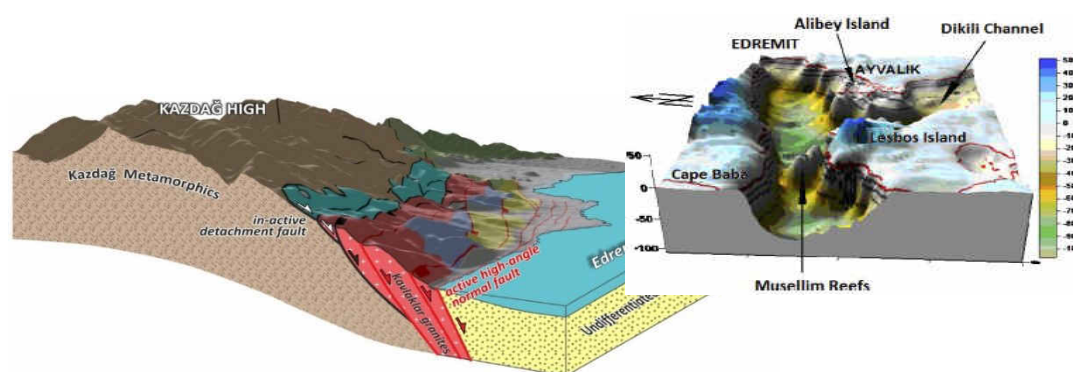
ι) Η ρηξιγενής ζώνη του Αδραμυτίου αποτελεί ένα ενεργό σύστημα ρηγμάτων που συνδυάζει ένα μικρής γωνίας κλίσης κανονικό ρήγμα (ρήγμα αποκόλλησης Kazdag) με κανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης συνθετικά/αντιθετικά (Emre & Doğan, 2010; Emre, Doğan, & Yıldırım, 2012).

ια) Η λεκάνη του Αδραμυτίου δημιουργήθηκε εξαιτίας της σταδιακής ανύψωσης των πετρωμάτων του Kazdag, η οποία συνέβη σε δύο φάσεις: η παλαιότερη στο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο δημιουργώντας μικρής γωνίας ρήγμα αποκόλλησης Kazdag και η νεώτερη στο Πλειοτεταρτογενές δημιουργώντας μεγάλης γωνίας κλίσης

κανονικά και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα τα οποία κόβουν και μετατοπίζουν το ρήγμα αποκόλλησης Kazdag (Beccaletto & Steiner, 2005; Bonev, Beccaletto, Robyr, & Monié, 2009; Cavazza et al., 2009; Yaltırak, 2003, 2006; Yaltırak & Okay, 2004). Ένα από αυτά τα μεγάλης γωνίας κλίσης κανονικά ρήγματα αποτελεί το ρήγμα του Αδραμυτίου.

ιβ) Το Αδραμύτιο αποτελεί μία πλάγιος εφελκυσμόsal pull-apart λεκάνη ανάμεσα στις ρηξιγενείς ζώνες Havran-Balıkesir και Edremit σύμφωνα με τους Gürer Ö. et al., 2016.

ιγ) Το ρήγμα του Αδραμυτίου δρα ως rolling hinge στην περιοχή εξαιτίας τριών (3) διαφορετικών παραμορφωτικών φάσεων που έδρασαν από το Μειόκαινο έως σήμερα (Σχ. 30), σύμφωνα με τους Sozbiliz H. et al., 2016.



Σχ. 30. (α) Τρισδιάστατη απεικόνιση της περιοχής του κόλπου του Αδραμυτίου που απεικονίζει τη σχέση τόσο των μικρής γωνίας όσο και των μεγάλης γωνίας ρηγμάτων (κατά Sozbilir H. et al. 2016), (β) βυθομετρικός χάρτης του κόλπου του Αδραμυτίου (κατά Meric E. et al., 2017)

Όλες οι παραπάνω εργασίες έχουν στόχο την κατανόηση της γεωδυναμικής εξέλιξης του κόλπου του Αδραμυτίου, μέσα στο ευρύτερο τεκτονικό πλαίσιο του τμήματος της Β. Ανατολίας. Έτσι η τεκτονική εξέλιξη του Αδραμυτίου μπορεί να διακριθεί σε τρία διαφορετικά στάδια, από το Μειόκαινο έως σήμερα:

- Το παλιότερο στάδιο αφορά το ρήγμα αποκόλλησης Kazdag το οποίο αντιπροσωπεύεται από έναν εφελκυσμό με διεύθυνση B-N (Sozbilir H., et al., 2016). Σε αντίθεση με τους (Yilmaz and Karacik, 2001) και τους Erdoğan et al. (2013) με βάση τα αποτελέσματα της εργασίας των (Sozbilir H., et al., 2016) στο πρώτο στάδιο της εξέλιξης του Αδραμυτίου το ρήγμα αποκόλλησης οφείλει τη δημιουργία του στη δράση εφελκυστικού πεδίου κατά τα τέλη του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου και όχι σε συμπίεση,
- Το δεύτερο στάδιο χαρακτηρίζει ένα πεδίο τάσης που κυριαρχεί σε περιοχές που δρουν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, και πιθανόν να σχετίζεται με την προσχώρηση του ρήματος της Βόρειας Ανατολίας προς την περιοχή του Αδραμυτίου κατά τη διάρκεια του Πλειο-Τεταρτογενούς,
- Το τρίτο και τελευταίο στάδιο εξέλιξης της περιοχής με τη δημιουργία των κανονικών ρηγμάτων μεγάλης γωνίας κλίσης και το οποίο συνδέεται με τον

εφελκυσμό διεύθυνσης BBA-NNΔ. Σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές και τις παρατηρήσεις τους στην ύπαιθρο, όπως για παράδειγμα τη σχέση της παραμόρφωσης του ρήγματος αποκόλλησης Kazdag από τη ρηξιγενή ζώνη του Αδραμυτίου, τα νεότερα πετρώματα που παραμορφώθηκαν κατά το δεύτερο στάδιο και την παρουσία μεταγενέστερων τεκτονικών γραμμώσεων οριζόντιας ολίσθησης που κόβουν τις γραμμώσεις κανονικής ολίσθησης αποδεικνύουν ότι τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στη ρηξιγενή ζώνη του Αδραμυτίου ήταν ενεργά κατά τη διάρκεια του Πλειο-Τεταρτογενούς. Άρα ο κόλπος του Αδραμυτίου ξεκίνησε να δημιουργείται κατά το δεύτερο στάδιο και η σύγχρονη εικόνα του έλαβε χώρα κατά το 3ο στάδιο στο Ολόκαινο.

3.8 Τεκτονική δομή της Λέσβου από παλιότερες μελέτες

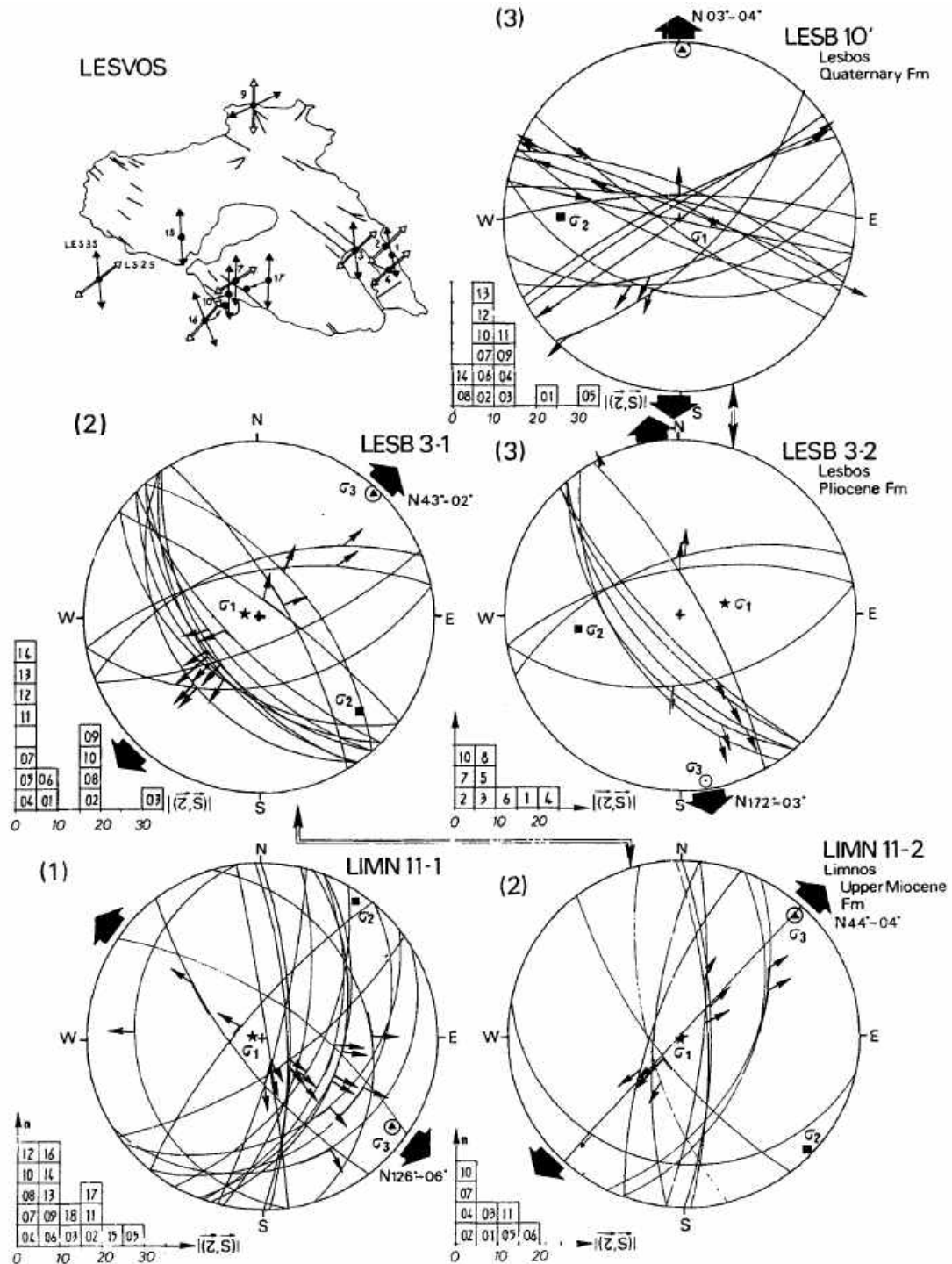
Οι Hecht (1972) και Κατσικάτσος et al., 1982, 1986, ήταν οι πρώτοι που μελέτησαν την τεκτονική δομή της Λέσβου, σε συνδυασμό με τη γεωλογία της. Από την τεκτονική ανάλυση των ρηγμάτων όπως αυτή προέκυψε τόσο από την χαρτογράφηση των γεωλογικών ορίων όσο και την μελέτη των αεροφωτογραφιών, αναγνωρίστηκαν οι παρακάτω κύριες τεκτονικές δομές:

- Τρία κύρια συστήματα διάρρηξης με διευθύνσεις B40⁰-60⁰ Δ, B30⁰-60⁰ Α και Α-Δ.
- Στο ΝΑ τμήμα του νησιού επικρατούν οι διαρρήξεις με ΒΑ διεύθυνση οι οποίες έχουν σχέση με το μέγεθος και την κατεύθυνση της εξάπλωσης των προνεογενών σχηματισμών που συγκροτούν αυτή την περιοχή.
- Παράλληλα με τις διευθύνσεις των ακτών, μετρήθηκαν διαρρήξεις με διευθύνσεις B40⁰-60⁰ Δ και Α-Δ γεγονός που συνηγορεί στο ότι αυτές διαμόρφωσαν τις σημερινές ακτές του νησιού.
- Το μεγαλύτερο μήκος της διάρρηξης σε γενικές γραμμές ταυτίζεται με την κύρια διεύθυνση της διάρρηξης.

Για την ρηξιγενή όμως τεκτονική της Λέσβου υπάρχουν στοιχεία τα οποία έχει δημοσιεύσει σε εργασίες τους οι Mercier et al. (1982). Σύμφωνα λοιπόν με αυτά τα στοιχεία, στη Λέσβο υπάρχουν τρία κύρια συστήματα ρηγμάτων BBA – NNAκής, ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης καθώς και διεύθυνσης Α – Δ. Η κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης των ρηγμάτων αυτών σε συνδυασμό με τις δεξιόστροφες (25⁰) και αριστερόστροφες κινήσεις (30⁰) δίνει ένα τελικό αποτέλεσμα στρέψης 6⁰. Τα ρήγματα αυτά θεωρούνται από τους παραπάνω ερευνητές σαν ένα αποτέλεσμα μεγάλων κινήσεων εξαιτίας τόσο της δράσης του εφελκυστικού πεδίου το οποίο λειτούργησε κατά τη διάρκεια του Νεογενούς οπότε και εικάζεται ότι άνοιξε η αύλακα του Βορείου Αιγαίου όσο και εξαιτίας των περιστροφικών κινήσεων μεγαλύτερης κλίμακας λόγω της επίδρασης του μεγάλου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Τα μεγάλα ρήγματα με διεύθυνση BBA – NND χωρίζουν τη Λέσβο σε τρία τμήματα:

- ✓ το ανατολικό που αποτελείται από τα μεταμορφωμένα πετρώματα και αποτελεί στην ουσία ένα τεκτονικό κέρασ,

- ✓ το κεντρικό τμήμα όπου έχουν εναποτεθεί τα ηφαιστειακά πετρώματα και αποτελεί ένα τεκτονικό βύθισμα με μεγαλύτερη καταβύθιση στο ανατολικό του τμήμα και τέλος,
- ✓ το δυτικό τμήμα που αποτελεί επίσης τεκτονικό κέρασ.

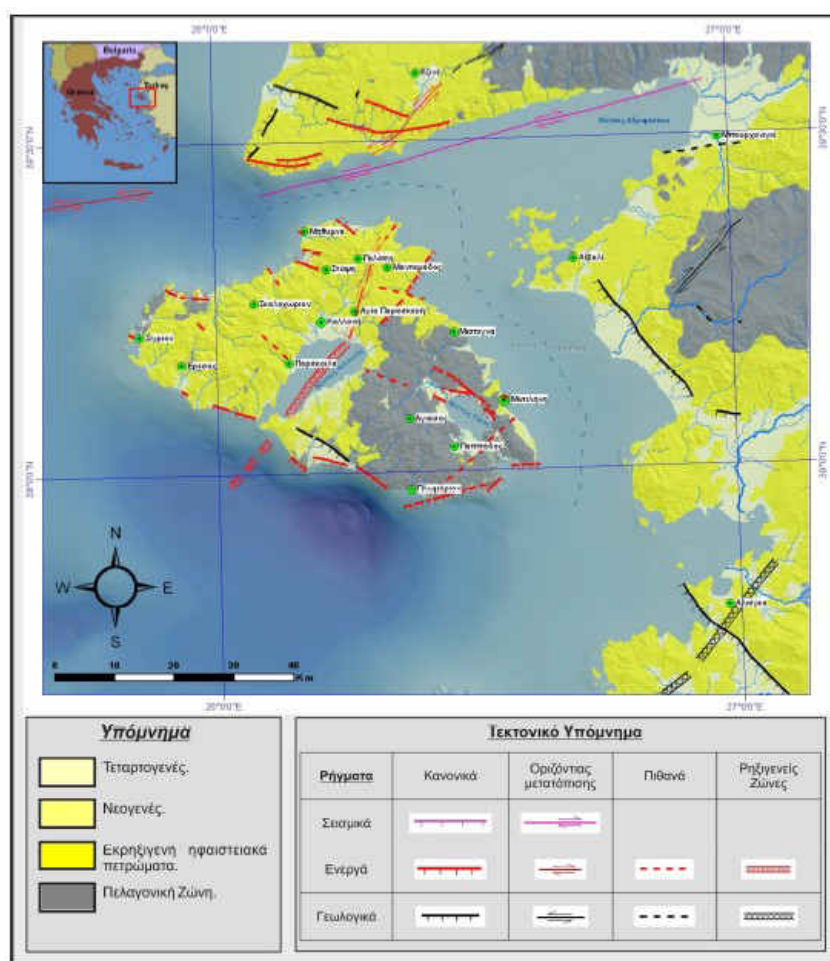


Σχ. 31. Το εντατικό πεδίο των ρηγμάτων της Λέσβου (Mercier, Sorel, & Simeakis, 1982)

Επίσης στο νησί έχουν πραγματοποιηθεί γεωθερμικές έρευνες. Η ΔΕΗ, ήδη από το 1972, έχει αναπτύξει μια σειρά ερευνητικών προγραμμάτων για τη μελέτη του γεωθερμικού πεδίου της Λέσβου. Μέσα από αυτές τις έρευνες έγινε προσπάθεια να εντοπισθεί η επίδραση των ρηγμάτων στη διαμόρφωση των γεωθερμικών πεδίων της Λέσβου.

3.9 Οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες στη Λέσβο από νεότερα δεδομένα

Από την εξέταση των δορυφορικών εικόνων LANDSAT-5/TM (Novak, I.D., Soulakellis, N., 2000,2006) καθορίστηκαν δύο μεγάλες ομάδες γραμμώσεων: η μία έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και η άλλη ΒΔ-ΝΑ. Η διεύθυνση κλίσης αυτών των ρηγμάτων μας δείχνει ότι τα τεκτονικά βυθίσματα που έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ δημιουργήθηκαν από ένα εφελκυστικό πεδίο με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και ένα εφελκυστικό πεδίο ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης δημιούργησε τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Σε αντίθεση με τα προηγούμενα η ερμηνεία πιο εξειδικευμένων(fused) δορυφορικών εικόνων οδήγησε στην αναγνώριση νέων γραμμώσεων. Έτσι προέκυψε ένας νέος χάρτης που δείχνει ότι η κύρια διεύθυνση των γραμμώσεων είναι ΔΒΔ-ΑΝΑ και όχι ΒΑ-ΝΔ (Soulakellis et al., 2006). Όλα αυτά τα δεδομένα απεικονίζονται στον Νεοτεκτονικό χάρτη (Σχ. 32)



Σχ. 32. Νεοτεκτονικός χάρτης της Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής του κόλπου του Αδραμυτίου (Zouros N. et al., 2008)

Στον Νεοτεκτονικό χάρτη της Λέσβου απεικονίζονται τα ρήγματα της ευρύτερης περιοχής του Αδραμυτίου τα οποία συνδέονται με τον αποχωρισμό της Λέσβου από την περιοχή της ΒΔ Ανατολίας.

Οι κυριότερες ρηξιγενείς ζώνες της Λέσβου, συνδυάζοντας όλα τα νεότερα στοιχεία (Chatzipetros et al., 2013) είναι οι εξής:

✓ Το ρήγμα της Στύψης, στο κεντρικό τμήμα του νησιού, με διεύθυνση BBA-NNΔ. Πρόκειται για ένα οριζόντιας μετατόπισης δεξιόστροφο ρήγμα, που επηρεάζει τους ηφαιστειακούς σχηματισμούς και συνδέεται με έναν μεγάλο σεισμό που έγινε, στις 19 Δεκεμβρίου 1981 με μέγεθος $M_s = 7.2$ (Soulakellis et al., 2006).

✓ Η ρηξιγενής ζώνη του Κόλπου του Γέρα αποτελείται από δύο τμήματα: το τμήμα των Θερμών Πηγών και το τμήμα της Μυτιλήνης. Το συνολικό μήκος των δύο αυτών τμημάτων είναι δυνατό να δώσουν σεισμό με μέγεθος 6 (Pavlidis and Caputo, 2004; Wells and Coppersmith, 1994). Η ρηξιγενής αυτή ζώνη είναι υπεύθυνη για το σχηματισμό του κόλπου του Γέρα, που είναι ο δεύτερος μεγάλος κόλπος του νησιού. Πρόκειται για κανονικά ρήγματα BBA-NNΔ, τα οποία επηρεάζουν τόσο τα πετρώματα του υπόβαθρου όσο και τα νεότερα ιζήματα. Αυτά τα ρήγματα είναι σε πολύ μεγάλο βαθμό υπεύθυνα για τη διαμόρφωση του αναγλύφου της περιοχής, αφού παρατηρούμε τις ακτές και τις ράχες να προσανατολίζονται παράλληλα μ' αυτά. Σε μερικές περιπτώσεις τα μεγάλα ρηξιγενή πρηνή καθορίζουν το γεωμορφολογικό όριο μεταξύ των επίπεδων επιφανειών και των ράχων.

✓ Η ρηξιγενής ζώνη του Γαβαθά, αποτελείται από μία ομάδα ρηγμάτων από κανονικά και πλάγια μετατόπισης ρήγματα, με μήκος 6,4 km. Τα ρήγματα αυτά καθορίζουν το σχήμα της ακτογραμμής στην περιοχή του Γαβαθά, που βρίσκεται στο ΒΔ τμήμα της Λέσβου, μπορούν να διακριθούν σε 3 ομάδες: τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ, τα ρήγματα με διεύθυνση Β-Ν έως ΒΔ-ΝΑ και μία μικρότερη ομάδα από ΒΑ-ΝΔ διευθύνσεως ρήγματα (Mourouzidou et al., 2004). Η επεξεργασία των τεκτονικών δομών της περιοχής καθόρισε τη διεύθυνση του σ_3 ως BBA-NNΔ. Η γεωμετρία και η κινηματική της περιοχής του Γαβαθά ταιριάζει μ' αυτό που συναντάμε στις περιοχές που λειτουργούν δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Η περιοχή του Γαβαθά βρίσκεται μέσα στην ενεργή τεκτονική ζώνη του Αδραμυτίου που αποτελεί το νότιο κλάδο του ρήματος της Βόρειας Ανατολίας.

✓ Η ρηξιγενής ζώνη της Σκάλας Ερεσσού, αποτελεί μία τεκτονική ζώνη με μήκος 13,5 km η οποία καθορίζει το σχήμα της ακτογραμμής της ΝΔ Λέσβου. Η ενεργή αυτή ζώνη κόβει τα αλλουβιακά ιζήματα του Καινοζωικού και χωρίζεται στα εξής τμήματα: το τμήμα της Σκάλας Ερεσσού και ανατολικότερα το τμήμα Ταβάρι. Η έλλειψη τόσο των ρηξιγενών πρηνών στην περιοχή όσο και βαθυμετρικών δεδομένων, δυσκολεύει την ταυτοποίηση και άλλων τμημάτων της ζώνης, η οποία δημιουργεί μία ευθύγραμμη ακτογραμμή μεγαλύτερη από 15 km.

✓ Η ρηξιγενής ζώνη της Αγίας Παρασκευής, κόβει το κεντρικό τμήμα του νησιού. Η ζώνη αυτή είναι διακριτή για τουλάχιστον 17 km και ελέγχει το κύριο γεωμορφολογικό χαρακτηριστικό του νησιού, τον κόλπο της Καλλονής. Η ρηξιγενής αυτή ζώνη παραμορφώνει τόσο τα ηφαιστειακά πετρώματα Μειοκαινικής ηλικίας όσο

και τα Νεογενή-Τεταρτογενή αλλουβιακά ιζήματα . Το ρήγμα αυτό αποτελεί ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης και μπορούμε να διακρίνουμε τα παρακάτω en echelon ενεργά τμήματα από το βορρά προς το νότο:

α) το τμήμα της Συκαμινιάς, β) το τμήμα της Κάπης, γ) το τμήμα της Νάπης, δ) το τμήμα της Αγίας Παρασκευής, ε) το τμήμα της Αγίας Παρασκευής στην ακτή.

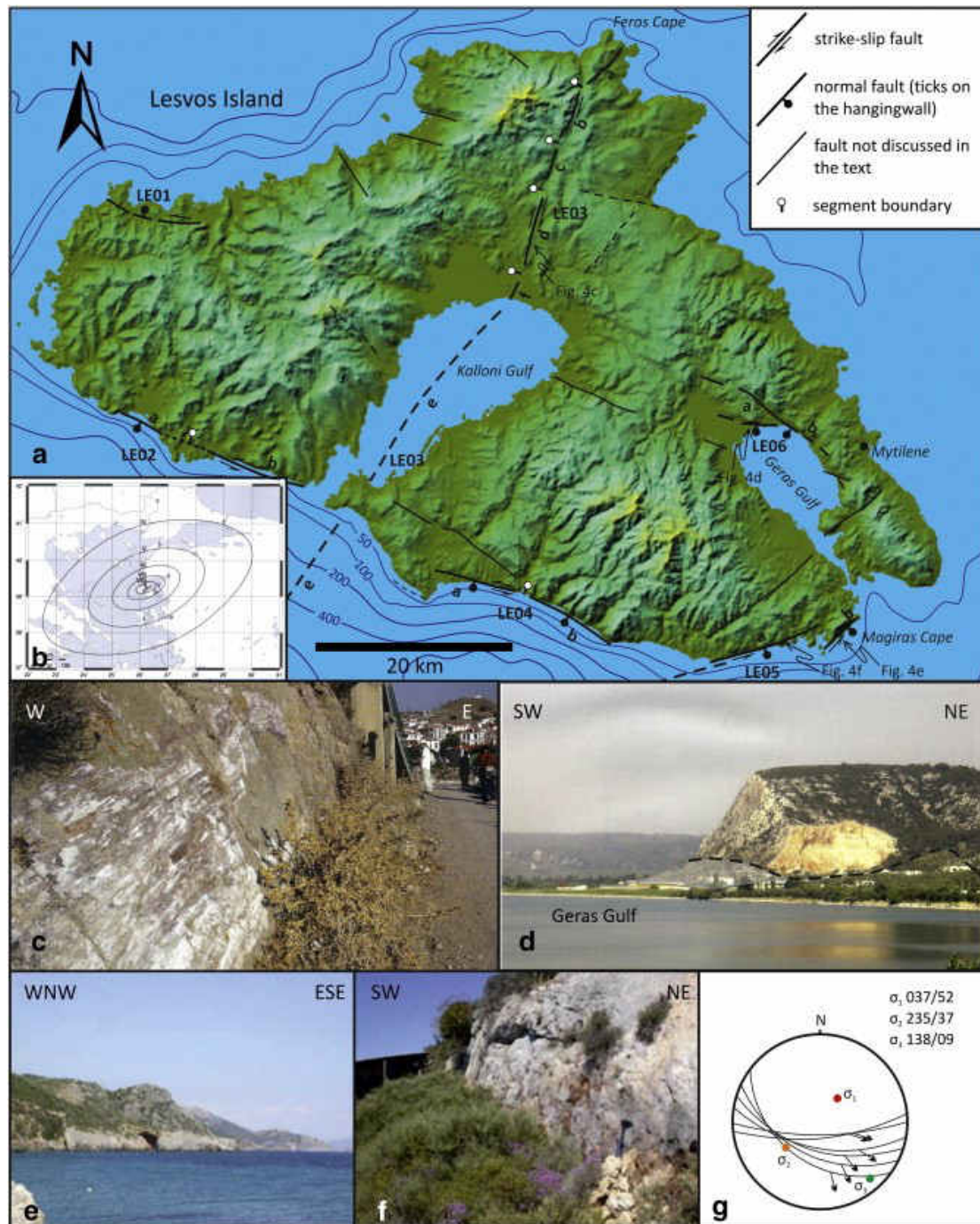
Το ρήγμα της Αγίας Παρασκευής συνδέεται με τον σεισμό του 1867, μία σεισμική ακολουθία από τουλάχιστον 4 σεισμούς (πιθανόν έναν προσεισμό, τον κύριο σεισμό και δύο μετασεισμούς), που έλαβαν χώρα σε πολύ μικρό χρονικό διάστημα μεταξύ τους, στις 6 μ.μ τον Μάρτιο του 1867. Οι σεισμοί αυτοί προκάλεσαν ισχυρό τράνταγμα σ' όλο το νησί (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 2003) και επίσης προκάλεσαν επιφανειακές διαρρήξεις, φαινόμενα ρυεστοποίησης και μετατοπίσεις (Fytikas et al., 1999) που έγιναν αντιληπτές από την Κεντρική Ελλάδα έως το Τσανάκαλε και την περιοχή της Σμύρνης (Papazachos et al., 1997). Οι νεκροί κυμαίνονταν από 600 έως και 1000 και τα περισσότερα σπίτια στο κεντρικό τμήμα του νησιού είτε καταστράφηκαν τελείως είτε μερικώς. (Roumelioti and Kiratzi, 2010), (Konstantinou K.I., 2018).

Το μήκος του ρήγματος της Αγίας Παρασκευής ακολουθεί προς το Νότο την ίδια διεύθυνση (LE03e) και είναι πιθανόν να είναι μεγαλύτερο από 1,9 Km όπως δείχνει πάνω στην ξηρά, καθώς συνεχίζεται στη θάλασσα, τουλάχιστον μέσα στον κόλπο της Καλλονής. Αυτό αποδεικνύεται και από τη σεισμικότητα που καταγράφεται στην περιοχή. Έτσι, η ταυτοποίηση ενός υποθαλάσσιου τμήματος του ρήγματος της Αγίας Παρασκευής έχει ήδη αναφερθεί (LE03f), το τμήμα του ρήγματος που αντιστοιχεί στο Κόλπο της Καλλονής.

✓ Η ρηξιγενής ζώνη του Πολιχνίτου-Πλωμαρίου, μήκους 13,5 km, δημιουργεί μία ευθύγραμμη σειρά από λόφους στην περιοχή του Πολιχνίτου και του Πλωμαρίου με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Η τεκτονική αυτή ζώνη συνδέεται με το γεωθερμικό πεδίου του Πολιχνίτου (Günther et al., 1977). Τα δύο ενεργά τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης του Πολιχνίτου έχουν ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και κλίνουν προς τα ΝΔ και συνοδεύονται από μικρότερα ρήγματα Α-Δ τα οποία δημιουργούν μικρότερα πρηνή, ύψους μερικών εκατοντάδων μέτρων, στην παραλιακή πεδιάδα. Τα πρηνή δεν είναι ασυνεχή αλλά ευθυγραμμίζονται κατά μήκος ενός δευτερεύοντος τμήματος της ίδιας ζώνης.

✓ Η ρηξιγενής ζώνη του Αγίου Ισίδωρου-Ακρωτήριο Μάγειρα, έχει διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΝΑ και διεύθυνση κλίσης προς τα ΝΝΑ και καθορίζει το σχήμα του ΝΑ άκρου του νησιού. Με βάση τη μη διακοπτόμενη εμφάνιση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών (επιμήκεις ευθυγραμμισμένες ράχες), το μήκος του που είναι περίπου 12km και το γεγονός ότι παραμορφώνει πετρώματα υποβάθρου αλλά και Τεταρτογενή πλευρικά κορήματα και παράκτιες αποθέσεις, τα οποία τα μετατοπίζει αρκετές δεκάδες εκατοστά. Πρόκειται για ένα κανονικό ρήγμα με μια μικρή αριστερόστροφη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης, κάτι που μας υποδεικνύει ένα εφελκυστικό με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (B 138⁰ Α). Η προέκταση του ρήγματος στη θάλασσα δεν είναι

γνωστή και το μήκος του ρήγματος μπορεί να είναι επιπλέον 8 km προς τα ΝΔ στα ήδη 11,5 km που καθορίζονται από την σχεδόν ευθύγραμμη ακτογραμμή.



Σχ. 33. Μορφοτεκτονικός χάρτης της Λέσβου που απεικονίζει τις κυριώτερες ενεργές ζώνες της Λέσβου & αντιπροσωπευτικές φωτογραφίες από αυτές τις ζώνες (Chatzipetros et al, 2013, f & g από Photiades and Galanakis,)

4 ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΝΕΚΤΟΝΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ (ΒΟΡΕΙΑ ΛΕΣΒΟΣ)

4.1 Ρηξιγενείς επιφάνειες στη Βόρεια Λέσβο

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή η μελέτη των ρηξιγενών δομών στο βόρειο τμήμα του νησιού έλαβε χώρα από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Συγκεκριμένα από την περιοχή του Σιγρίου μέχρι την περιοχή των Νέων Κυδωνιών, μετρήθηκαν ρηξιγενείς επιφάνειες οι οποίες επηρεάζουν κυρίως τα ηφαιστειακά πετρώματα που δομούν αυτό το τμήμα του νησιού. Η γεωγραφική διάκριση της νεοτεκτονικής χαρτογράφησης των μεταλπικών σχηματισμών θεωρήθηκε επιβεβλημένη, εξαιτίας της γεινιάσης της περιοχής με το ρήγμα του Αδραμυτίου, το οποίο δημιουργεί την ομώνυμη τάφρο. Σε αναζήτηση τόσο του τρόπου με τον οποίο το μεγάλο αυτό ρήγμα του Αδραμυτίου επηρεάζει το βόρειο τμήμα του νησιού, όσο και των χαρακτηριστικών της τεκτονικής αυτής καταπόνησης που εμφανίζουν τα πετρώματα, ξεκίνησε η παρούσα έρευνα.

Στην παραπάνω προσπάθεια για μελέτη της ενεργούς τεκτονικής, κρίθηκε αναγκαία η μελέτη του ψηφιακού αναγλύφου της περιοχής. Οι πηγές των ψηφιακών μοντέλων εδάφους για την περιοχή μελέτης είναι οι εξής:

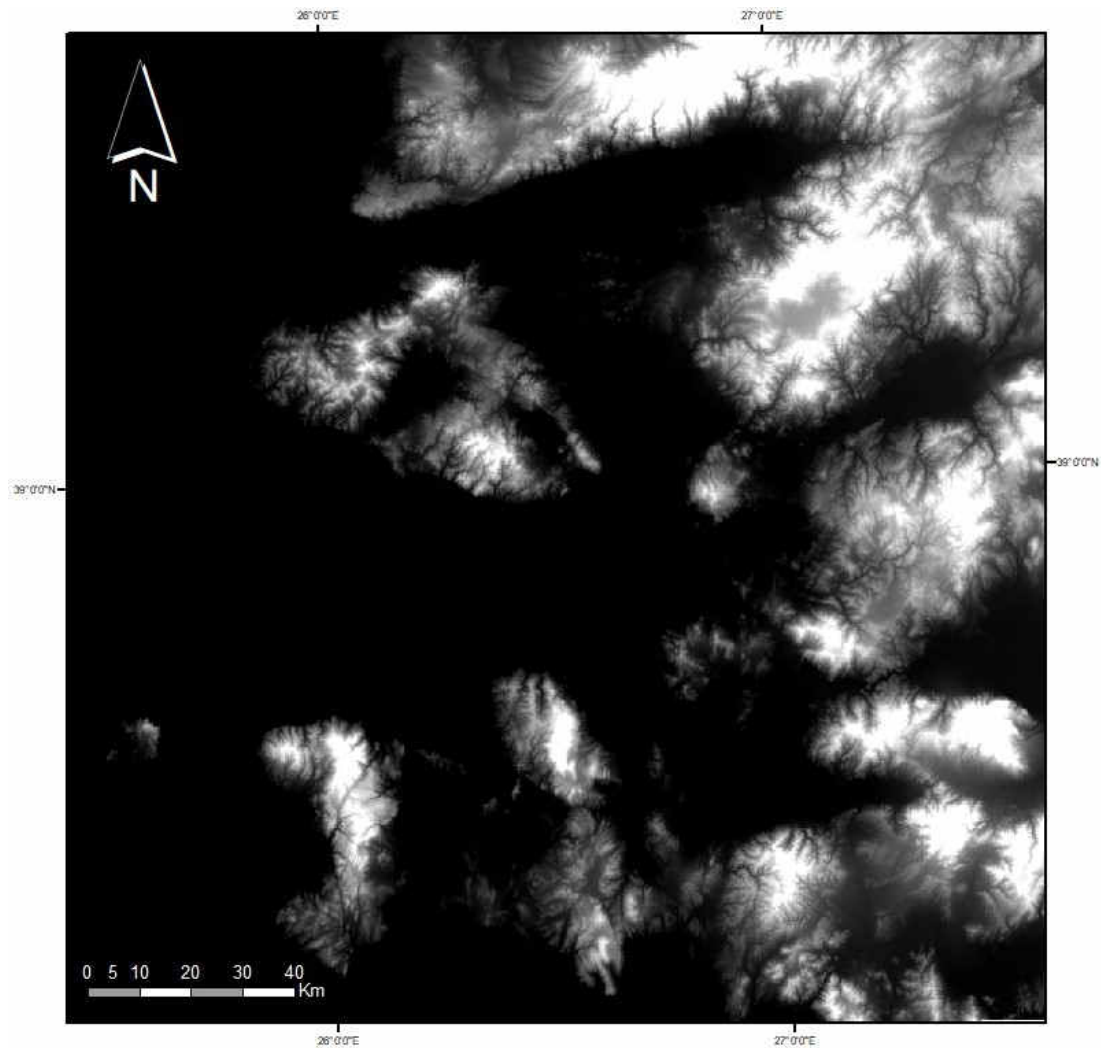
- Ψηφιοποίηση με την χρήση του λογισμικού ArcGIS Desktop 10.3, συγκεκριμένων περιοχών από τα τοπογραφικά φύλλα χαρτών της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού, κλίμακας 1:50.000, «Ερεσός», «Μήθυμνα», «Αγία Παρασκευή» και «Πολυχνίτος». Κάθε φύλλο χάρτη έχει διαστάσεις 15'x15' και ισοδιάσταση ισοϋψών 20 m, με βοηθητικές ισοϋψείς των 10 m σε πεδινά τμήματα. Πραγματοποιήθηκε γεωαναφορά (georeference) στο λογισμικό ArcGIS Desktop 10.3 και στη συνέχεια μετατροπή των συντεταγμένων στο Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς ΕΓΣΑ '87 (Greek Grid).

- Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους της Κτηματολόγιο Α.Ε. με βήμα 5m για το νησί της Λέσβου.

- Απευθείας συλλογή υψομετρικών δεδομένων από δορυφορικούς δέκτες SRTM (Landsat CDR, Global Land Survey) από την Εθνική Υπηρεσία Αεροναυτικής και Διαστήματος των Ηνωμένων Πολιτειών (NASA) για την κατασκευή του τελικού μοντέλου αναγλύφου τόσο της Λέσβου όσο και της ευρύτερης περιοχής του κόλπου του Αδραμυτίου.

- Δεδομένα βυθομετρίας από GEBCO Compilation Group (2020) GEBCO 2020 Grid (doi:10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9).

Το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου που προέκυψε Σχ. 34 προσεγγίζει σε πολύ μεγάλο βαθμό την τοπογραφία της περιοχής μελέτης. Τόσο τα στοιχεία του οριζώντιου όσο και του κατακόρυφου διαμελισμού απεικονίζονται αρκετά καλά τονίζοντας τα ιδιαίτερα μορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Στην παρούσα εργασία γίνεται συσχέτιση αυτών των μορφολογικών στοιχείων με την ενεργή τεκτονική της περιοχής.



Σχ. 34. Το Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου της περιοχής μελέτης. Η χρωματική διαβαθμίση του αναγλύφου είναι σε κλίμακα του γκρι, με πιο σκούρους τόνους στα χαμηλότερα τμήματα και τους πιο ανοικτούς τόνους στα ψηλότερα. (Το μέγεθος του αρχείου είναι 10043 στήλες (X) με 8793 σειρές (Y)).

Στη συνέχεια περιγράφονται ξεχωριστά, οι περιοχές που μελετήθηκαν. Αξίζει να αναφερθεί, ότι σε κάθε περιοχή μελέτης χρησιμοποιήθηκε το παραπάνω ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, προκειμένου να λάβει χώρα καλύτερη απόδοση των νεοτεκτονικών δομών. Επίσης, ο χάρτης του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου χρησιμοποιήθηκε και για την κατασκευή πολλών άλλων θεματικών χαρτών, οι οποίοι σχετίζονται με την ανάλυση του εδάφους (terrain analysis) και περιγράφονται με λεπτομέρεια στο ειδικό κεφάλαιο της Γεωμορφολογίας.

4.1.1 Βόρεια και ανατολικά του Σιγρίου

Στην περιοχή βόρεια του Σιγρίου, αποκαλύπτονται ξανά οι νεοπαλαιοζωικοί και μεταλπικοί σχηματισμοί της αυτόχθονης σειράς της Λέσβου οι οποίοι αποτελούνται κυρίως από μεταψαμμίτες και μετακροκαλοπαγή. Τεκτονικά τοποθετημένοι πάνω στα πετρώματα αυτά βρίσκονται σχηματισμοί με μεταβασίτες που συνιστούν ένα μικρό υπόλειμμα του τεκτονικού καλύμματος οφειλίσθων-μεταμορφικής σόλας-τεκτονικών μιγμάτων πάνω στο υπόβαθρο (Θωμαΐδου Ε., 2009). Κατά θέσεις πάνω στα πετρώματα του υποβάθρου βρίσκουμε τοποθετημένα τα νεογενή ιζήματα λιμναίου περιβάλλοντος, τα οποία καλύπτονται από τα Νεογενή ηφαιστειακά πετρώματα. Πρόκειται κυρίως από τις πυροκλαστικές ροές του Σιγρίου που στην περιοχή αυτή εμφανίζουν μεγάλο πάχος.



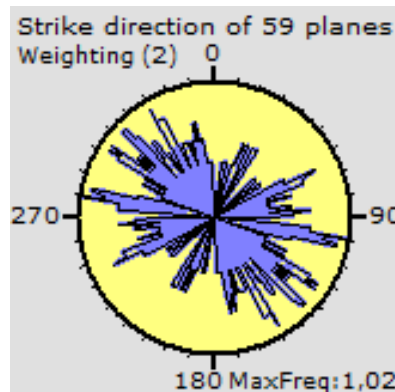
Φωτ. 1. Πτυχωμένοι πρασινοσχιστόλιθοι στο όρμο της Φανερωμένης, Β. Σιγρίου

Η χαρτογράφηση των ρηξιγενών επιφανειών έλαβε χώρα μέσα στα προϊόντα των μεταλπικών πετρωμάτων, τα οποία αντιπροσωπεύονται από τα παλαιότερα προς τα νεότερα από:

- Λιμναία ιζήματα, μάργες και μαργαϊκούς ασβεστολίθους με παρεμβολές ψαμμιτών και τοφφιτών ηλικίας Κ. Μειοκαίνου
- Κυρίως από πυροκλαστικά υλικά, μικρές εμφανίσεις ιγνιμβριτών καθώς επίσης και λάβες της κατώτερης ενότητας των Λαβών.
- Αλλουβιακές αποθέσεις, αποτελούμενες από άμμους χαλίκια και ποτάμια κροκαλοπαγή.

Στα νεογενή ιζήματα και μέσα στα ηφαιστειακά μετρήθηκαν κυρίως επιφάνειες πλαγιοκανονικών ρηγμάτων, αλλά και ρήγματα με σημαντική συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης (Σχ. 35). Αυτά κατατάσσονται σε τρεις ομάδες:

- ✓ Τα ρήγματα με διεύθυνση σχεδόν B-N με κανονική συνιστώσα
- ✓ Τα ρήγματα με διεύθυνση BΔ-NA τα οποία παρουσιάζουν κυρίως αριστερόστροφη συνιστώσα αλλά και δεξιόστροφη συνιστώσα.
- ✓ Τα ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ (ΑΒΑ-ΔΝΔ είτε ΔΒΔ-ΑΝΑ) τα οποία χαρακτηρίζονται ως πλαγιοκανονικά με δεξιόστροφη κυρίως συνιστώσα.



Σχ. 35 Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην περιοχή βόρεια και ανατολικά του Σιγρίου, όπου διακρίνονται οι τρεις διαφορετικές ομάδες



Φωτ. 2 Τεκτονικό βύθισμα με διεύθυνση B-N, Σίγρι



Φωτ.3. Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, ΒΑ του Σιγρίου



Φωτ. 4. Πυροκλαστικές ροές καλύπτουν τα λιμναία ιζήματα, ΒΑ Σιγρίου



Φωτ. 5. Απολιθωμένοι κορμοί μέσα στα πυροκλαστικά υλικά, στο Δρόμο Άντισσας-Σιγρίου

Το αποτέλεσμα της έντονης διάβρωσης των πυροκλαστικών ροών, από τη μια βοηθά την εμφάνιση την υποκείμενων πετρωμάτων του υποβάθρου και από την άλλη την αποκάλυψη απολιθωμένων κορμών δέντρων, μιας και όλη η περιοχή αυτή αποτελεί Διατηρητέο Μνημείο της Φύσης, το Απολιθωμένο Δάσος της Λέσβου. Οι παλαιοντολογικές ανασκαφές που έγιναν υπό την επίβλεψη του Μουσείου Φυσικής Ιστορίας Απολιθωμένου Δάσους Λέσβου, ανέδειξαν πολλές επιφάνειες ρηγμάτων, μαρτυρώντας για μια ακόμη φορά την πολύπλοκη τεκτονική δομή της περιοχής.

Ανατολικά από το χωριό του Σιγρίου και κατά μήκος του δρόμου Σιγρίου-Άντισσας, μετρήθηκαν πολλές επιφάνειες ρηγμάτων μέσα στα πυροκλαστικές ροές. Κατά τη διάρκεια της κατασκευής του νέου οδικού άξονα Καλλονής – Σιγρίου και συγκεκριμένα στο τμήμα διασχίζει την προστατευόμενη περιοχή του Απολιθωμένου Δάσους από το Σίγρι έως την Άντισσα ανακαλύφθηκαν πολλοί νέοι κορμοί οι οποίοι με τη σειρά τους εμπλούτισαν τον ήδη πολύ σημαντικό υλικό του Μουσείου. Αυτοί οι κορμοί πολλές φορές βρίσκονται κομμένοι και μετατοπισμένοι από την δράση των ενεργών ρηγμάτων. Συγκεκριμένα, μετρήθηκαν κυρίως επιφάνειες πλάγιοκανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ με αριστερόστροφη συνιστώσα.

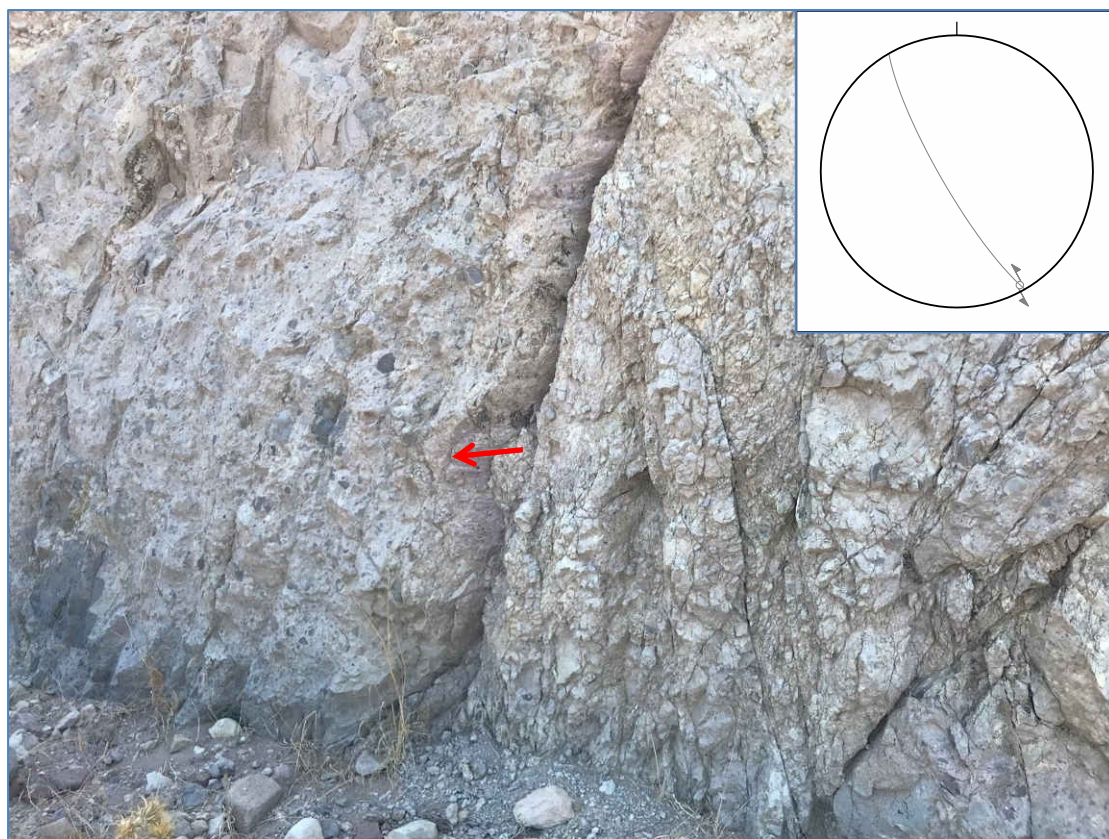
Παρακάτω δίνονται μερικά από τα ρήγματα που μετρήθηκαν στην παραπάνω περιοχή.



Φωτ.6. Ρηξιγενής επιφάνεια με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ με κανονική συνιστώσα



Φωτ. 7. Μεταπτωτικά ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, κόβουν τα πυροκλαστικά υλικά του Σιγρίου.

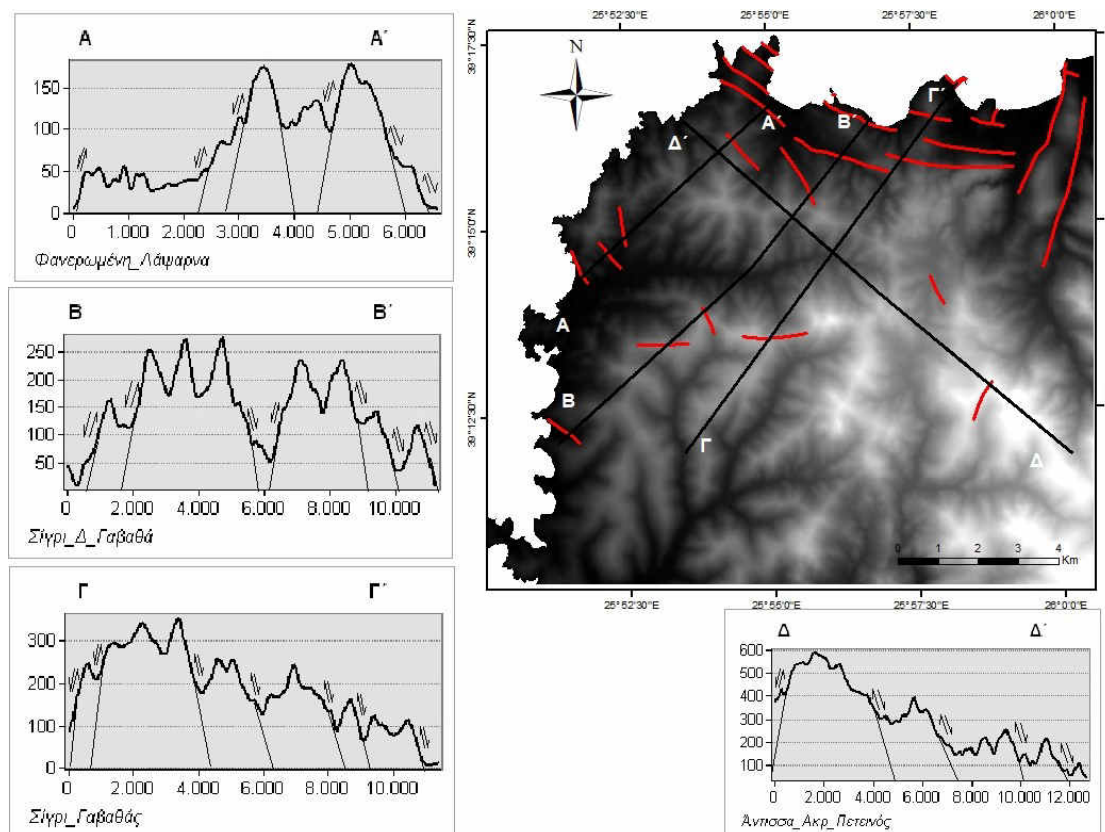


Φωτ. 8. Αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, Α του Σιγρίου

Επίσης στην περιοχή μετρήθηκαν και πολλές επιφάνειες κανονικών ρηγμάτων με γενική διεύθυνση Α-Δ τα οποία σταδιακά ταπεινώνουν την μορφολογία και τα οποία όσο κατευθυνόμαστε προς το βορρά ταυτίζονται με διεύθυνση των βορείων ακτών του Δυτικού τμήματος του νησιού. Τα Α-Δ ρήγματα κόβουν τα ρήγματα ΒΔ-ΝΑ έως Β-Ν, τα οποία δημιουργούν κατά τόπους βυθίσματα. Ένα τέτοιο βύθισμα αποτελεί το βύθισμα στον οικισμό του Σιγρίου.

Τέλος, με τη βοήθεια του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου, κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές Σχ. 36 κάθετα τόσο στα χαρτογραφημένα ρήγματα της περιοχής από την παρούσα διατριβή όσο και στα ρήγματα από το γεωλογικό χάρτη φύλλο «Ερεσός» (Hecht, 1972), προκειμένου να εντοπίσουμε αφενός αν υπάρχει ταύτιση των μορφολογικών πρανών με τα ρήγματα και αφετέρου να εντοπίσουμε νέες ρηξιγενείς επιφάνειες. Από τις μορφολογικές τομές συμπεραίνουμε τα εξής:

- Τα μορφολογικά πρανή των ρηγμάτων ταυτίζονται με τα πρανή των μορφολογικών τομών και
- Το ανάγλυφο στην περιοχή ταπεινώνεται σταδιακά προς το βορρά εξαιτίας μεταπτωτικών ρηγμάτων, τα οποία δημιουργούν τεκτονικά κέρατα και τάφρους, κυρίως στις βόρειες ακτές.



Σχ. 36 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής περίπου κάθετα στα ρήγματα της περιοχής βόρεια και ανατολικά του Σιγρίου. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πραινές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

4.1.2 Η ρηξιγενής ζώνη της Άντισσας

Η ρηξιγενής ζώνη της Άντισσας αποτελεί μια ζώνη ρηγμάτων με γενική διεύθυνση BBA-NNΑ έως BBA-NNΔ. Στο βορειότερο άκρο της ζώνης, στην περιοχή της Αρχαίας Άντισσας, η ρηξιγενής ζώνη επηρεάζει τόσο τα μεταλλικά προϊόντα όσο και τα πετρώματα του προαλπικού-αλπικού υποβάθρου ενώ προς το νότο διασχίζει τα ηφαιστειακά πετρώματα που κυριαρχούν στην περιοχή. Ιδιαίτερα στην περιοχή ΝΔ του οικισμού της Άντισσας, επηρεάζει την μορφολογία δημιουργώντας μορφολογική αναβαθμίδα πολλών μέτρων.

Κατά μήκος όλης αυτής της περιοχής και συγκεκριμένα από την παράκτια ζώνη της παραλίας του Κάμπου, στην Αρχαία Άντισσα έως την Άντισσα μετρήθηκαν επιφάνειες ρηγμάτων με αποτυπωμένες γραμμώσεις ολίσθησης (Φώτ. 10) Οι γραμμώσεις ολίσθησης αποδεικνύουν κανονική σνιστώσα καθώς επίσης και μία γράμμωση οριζόντιας μετατόπισης αριστερόστροφη κίνησης.



Φωτ. 9. Το ρήγμα της Άντισσας, δημιουργεί χαρακτηριστική αναβαθμίδα πολλών μέτρων Ν από τον οικισμό της Άντισσας .

Συγκεκριμένα, κατά μήκος της ρηξιγενούς αυτής ζώνης, που βρίσκεται ΝΔ από τον οικισμό της Άντισσας, μετρήθηκαν δύο διαφορετικά είδη γραμμώσεων. Η μία υποδεικνύει αριστερόστροφη κίνηση και η άλλη μας δείχνει καθαρή κανονική ολίσθηση. Με βάση την χρονική αλληλουχία των παραπάνω γραμμώσεων διαπιστώθηκε ότι το ρήγμα φαίνεται να λειτούργησε αρχικά ως αριστερόστροφο και στη συνέχεια ως κανονικό.



Φωτ. 10. Ρηξιγενή επιφάνεια διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ με αποτυπωμένες δύο γραμμώσεις ολίσθησης, Αρχαία Άντισσα

4.1.3 Ρηξιγενής Ζώνη Του Γαβαθά

Στην περιοχή του Σιγρίου-Γαβαθά, που βρίσκεται στο ΒΔ τμήμα της Λέσβου, οι νεογενείς σχηματισμοί αποτελούνται στο μεγαλύτερο τμήμα τους από πυροκλαστικά υλικά με πάχος μεγαλύτερο των 300m, ιγνιμβρίτες και άλλα ηφαιστειακά πετρώματα καθώς επίσης και από λιμναία ιζήματα του Κατώτερου-Μέσου Μειοκαίνου.

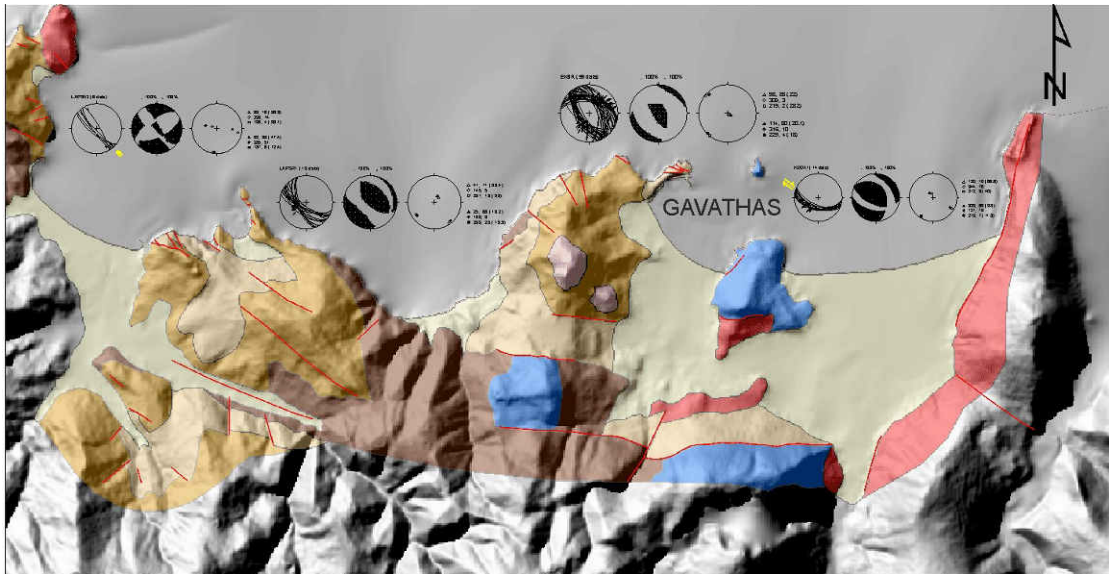
Στο χωριό του Γαβαθά, τον Σεπτέμβριο του 1999, μέσα μαργαϊκό ασβεστόλιθο έντονα πυριτιωμένο, εντοπίστηκε:

- η κάτω γνάθος με τα μασητικά δόντια και
- τα οστά που συνέδεαν αυτήν με το κρανίο ενός ζώου.

Η παλαιοντολογική μελέτη του απολιθώματος (Koufos G. et al.,2003) απέδειξε ότι ανήκει σε ζώο της οικογένειας των δεινοθηρίων, *Prodeinotherium bavaricum* με ηλικία 18.4 Ma, ηλικία που αντιστοιχεί στο ανώτερο τμήμα της αρχής του Μειοκαίνου (MN₃). Η ανακάλυψη του απολιθώματος του Προδεινοθηρίου στο Γαβαθά ήταν πολύ σημαντική επειδή:

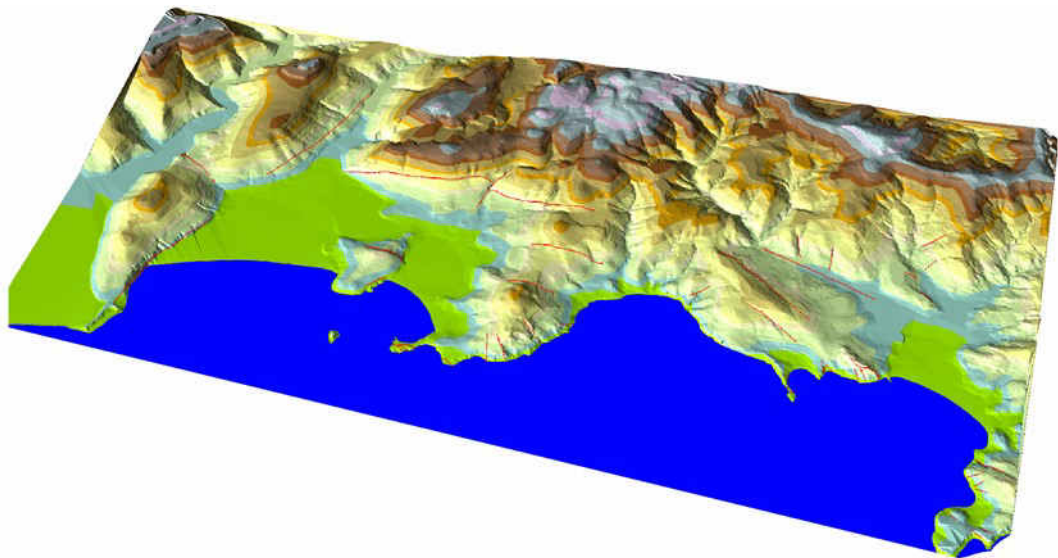
- ✓ Το απολίθωμα αυτό είναι ένα από τα παλαιότερα απολιθώματα σπονδυλωτών ζώων που έχουν βρεθεί μέχρι σήμερα στην Ελλάδα
- ✓ Η ύπαρξη του απολιθώματος σε ιζήματα κάτω από τα πρώτα ηφαιστειακά πετρώματα της Δυτικής Λέσβου υποδηλώνει ότι το ζώο ήταν ένας από τους κατοίκους του υποτροπικού δάσους που υπήρχε στη Λέσβο πριν από τις ηφαιστειακές εκρήξεις που το απολίθωσαν, αποτελεί το παλαιότερο απολίθωμα της ομάδας των δεινοθηρίων στην Ευρώπη, με το απολίθωμα αυτό αποδεικνύεται η μετακίνηση των δεινοθηρίων από το χώρο προέλευσής τους, την Αφρική, προς την Ευρώπη μέσω της Μικράς Ασίας -Ελλάδας, πριν από περίπου 19 εκατομμύρια χρόνια και επαναπροσδιόρισε χρονικά τα λιμναία ιζήματα της περιοχής δίνοντας τους ηλικία που ταιριάζει πιο πολύ με αυτή που δίνουν οι Kelepertzis et al παρά με αυτή της χαρτογράφησης των Katsikatsos et al, γεγονός που μας βοηθά στη διάκριση των τεκτονικών φάσεων.

Η νεοτεκτονική μελέτη στην περιοχή του Γαβαθά έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια της διατριβής ειδίκευσης (Μουρουζίδου Ό.,1999-2001). Η ρηξιγενής ζώνη του Γαβαθά, αποτελείται από μία ομάδα ρηγματών από κανονικά και πλάγιας μετατόπισης ρήγματα, με μήκος 6,4 km. Τα ρήγματα αυτά καθορίζουν το σχήμα της ακτογραμμής στην περιοχή ανατολικά και δυτικά από τον Γαβαθά.



Σχ. 37 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Γαβαθά, όπου σημειώνονται οι στερεογραφικές προβολές των ρηγμάτων που μετρήθηκαν (Mourouzidou et al., 2004)

Στο τρισδιάστατο μοντέλο αναγλύφου της περιοχής Γαβαθά (Mourouzidou et al., 2004), αναγνωρίζονται ξεκάθαρα οι τεκτονικές τάφροι με διεύθυνση Α-Δ καθώς και τα τεκτονικά κέρατα με διεύθυνση από Β-Ν έως ΒΒΔ-ΝΝΑ, η παρουσία των οποίων χαρακτηρίζει το μορφοανάγλυφο και αναδεικνύει το σημαντικό ρόλο που παίζει στην περιοχή η ενεργός τεκτονική.



Σχ. 38 Τρισδιάστατο μοντέλο αναγλύφου στην περιοχή Γαβαθά (Mourouzidou et al., 2004)

Σύμφωνα με τους Pe-Piper G. et al. (2019), πριν από 23 Ma, στον χώρο που σήμερα βρίσκεται ο Γαβαθάς, είχε δημιουργηθεί μία λεκάνη από λιμναία ιζήματα. Ρηξιγενείς ζώνες με διεύθυνση Β-Ν οριοθετούσαν εκατέρωθεν τη λεκάνη, δημιουργώντας έτσι

αντίτοιχα τεκτονικά κέρατα και τάφρους στην περιοχή. Να σημειωθεί ότι νότια από το Γαβαθά στην περιοχή της σημερινής Ερεσού είχαμε τη δημιουργία των πρώτων ηφαιστειακών δόμων. Τα πρώτα ηφαιστειακά κέντρα δημιουργούνται στη συνέχεια, πριν από 21 Ma., ΝΔ Λέσβο τα οποία στη συνέχεια θα τροφοδοτήσουν τη λεκάνη του Γαβαθά προς βορρά με πυροκλαστικά υλικά, γεγονός που θα θέσει τις προϋποθέσεις της δημιουργίας του Απολιθωμένου Δάσους της Λέσβου. Η ηφαιστειότητα συνεχίστηκε στα 19 Ma με το σχηματισμό της καλδέρας Μεσοτόπου-Ταβάρη, η οποία προκάλεσε την εκτόξευση του ιγκνιμβρίτη της Άντισας-Τζιθρας προς τα ΒΒΔ.

Έτσι, ιδιαίτερα προς το βορρά το ανάγλυφο χαμηλώνει απότομα δημιουργώντας μεγάλες υψομετρικές διαφορές (Φωτ. 11).



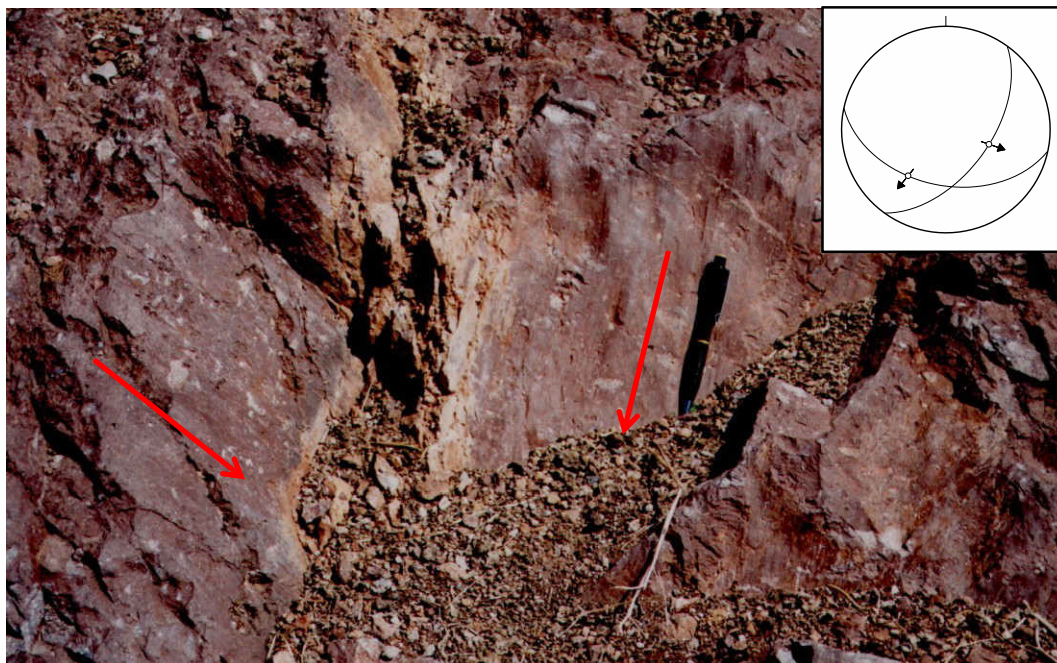
Φωτ. 11. Ρηξιγενής επιφάνεια Α-Δ με βύθιση προς το βορρά στην περιοχή Γαβαθά, δημιουργεί αλλουβιακή πεδιάδα



Φωτ. 12. Ρηξιγενής επιφάνεια Α-Δ με βύθιση προς το νότο κόβει τους κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους του προαλπικού υποβάθρου

Συγκεκριμένα στην περιοχή αυτή τα ρήγματα διακρίνονται σε 3 ομάδες (Mourouzidou et al., 2004):

- ✓ τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ,
- ✓ τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και
- ✓ μία μικρότερη ομάδα από ΒΑ-ΝΔ διευθύνσεως ρήγματα.



Φωτ. 13. Ρηξιγενείς επιφάνειες με αποτυπωμένες τις γραμμώσεις ολίσθησης μέσα στις λάβες, νότια του Ανεμοβουνίου (Γαβαθάς)

Οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης που μετρήθηκαν πάνω στις επιφάνειες των ρηγμάτων, στη περιοχή Γαβαθά-Λάψαρνα, βοηθούν στον προσδιορισμό της φοράς, του είδους της κίνησης και του χαρακτηρισμού του ρήγματος. Ιδιαίτερα στις επιφάνειες των ρηγμάτων που μετρήθηκαν περισσότερες από μία γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης, μπορούμε να διαπιστώσουμε τον αριθμό της δραστηριοποίησης των ρηγμάτων. Πολλές φορές μάλιστα, υπάρχει δυνατότητα να χρονολογήσουμε σχετικά τις κινήσεις. Η δημιουργία επιφλοιώματος ανακρυσταλλωμένου ασβεστίτη, πάνω στην κατοπτρική επιφάνεια, μπορεί να θεωρηθεί ως ένα τέτοιο εργαλείο. Απομακρύνοντας την επιφάνεια του επιφλοιώματος, βρίσκουμε την προγενέστερη κίνηση του ρήγματος, ενώ κάθε νεώτερη κίνηση αποτυπώνει τις γραμμώσεις ολίσθησης πάνω σε ένα καινούργιο επιφλοιώμα (Παυλίδης & Μουντράκης, 1986).

Με τη βοήθεια όλων των παραπάνω, γίνεται σε επόμενο κεφάλαιο στην παρούσα εργασία προσπάθεια διάκρισης των διαφορετικών τεκτονικών φάσεων, με βάση τη συλλογή των τεκτονικών στοιχείων και παρατηρήσεων υπαίθρου.



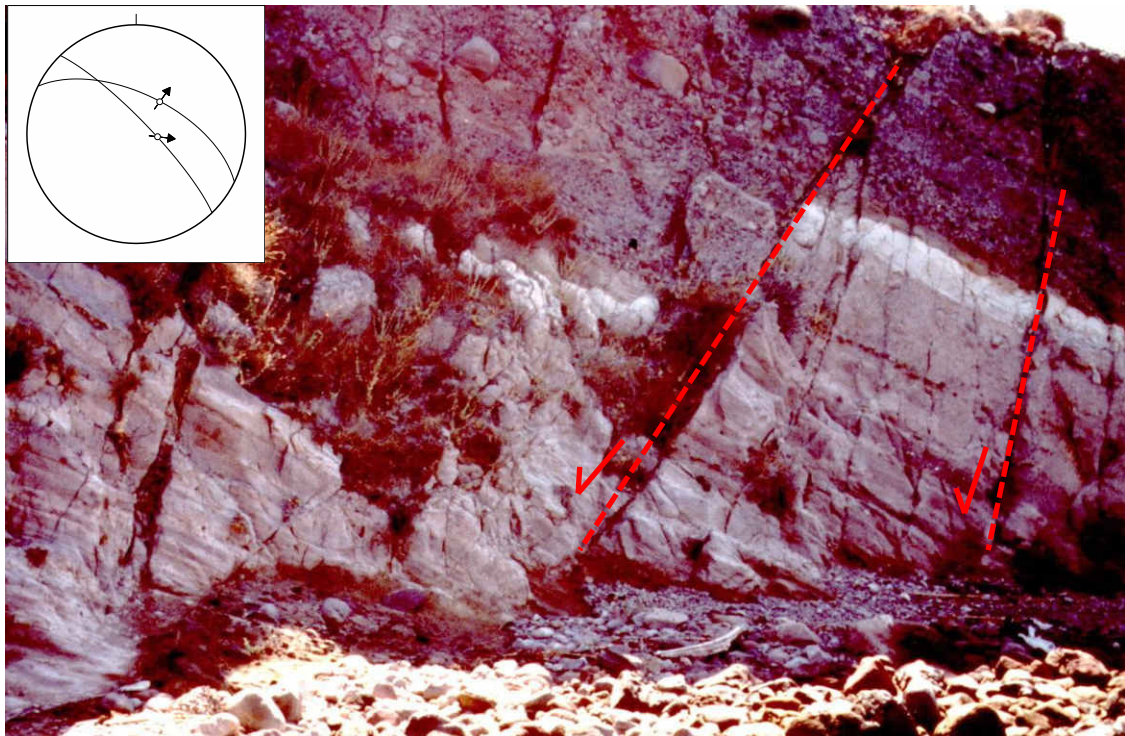
Φωτ. 14. Κατοπτρική επιφάνεια ρηξιγενούς επιφάνειας με γράμμωσεις ολίσθησης και τη δημιουργία επιφλοιώματος, Ακρωτήρι Κόκκινος Βράχος (Γαβαθάς), το οποίο έδρασε αρχικά ως κανονικό και μεταγενέστερα ως πλαγιοκανονικό.

Στις παρατηρήσεις υπαίθρου ιδιαίτερο ρόλο έπαιξε η χαρτογράφηση των γεωλογικών ορίων τόσο στα λιμναία ιζήματα του Κατώτερου Μειοκαίνου όσο και στα ηφαιστειακά προϊόντα, τα οποία κυριαρχούν στην περιοχή του Γαβαθά. Συγκεκριμένα μετρήθηκαν πολλά ρήγματα μέσα στα πυροκλαστικά υλικά τα οποία εμφανίζονται συνήθως με τα λεπτόκοκκα στο κάτω μέρος και τα χονδρόκοκκα στο πάνω μέρος των τομών. Η παρουσία στρώματος κίσηρις στο ενδιάμεσο συμβάλλει στον εντοπισμό ρηγμάτων, τα οποία πολλές φορές επηρεάζουν μετατοπίζοντας τη συνέχεια αυτών των στρωμάτων (Φωτ. 14).

Η πιθανή συνέχεια της ρηξιγενούς ζώνης του Γαβαθά τόσο στο έδαφος όσο και μέσα στη θάλασσα θα μελετηθεί συνεκτιμώντας όλα τα δεδομένα υπαίθρου αλλά και της βιβλιογραφίας.

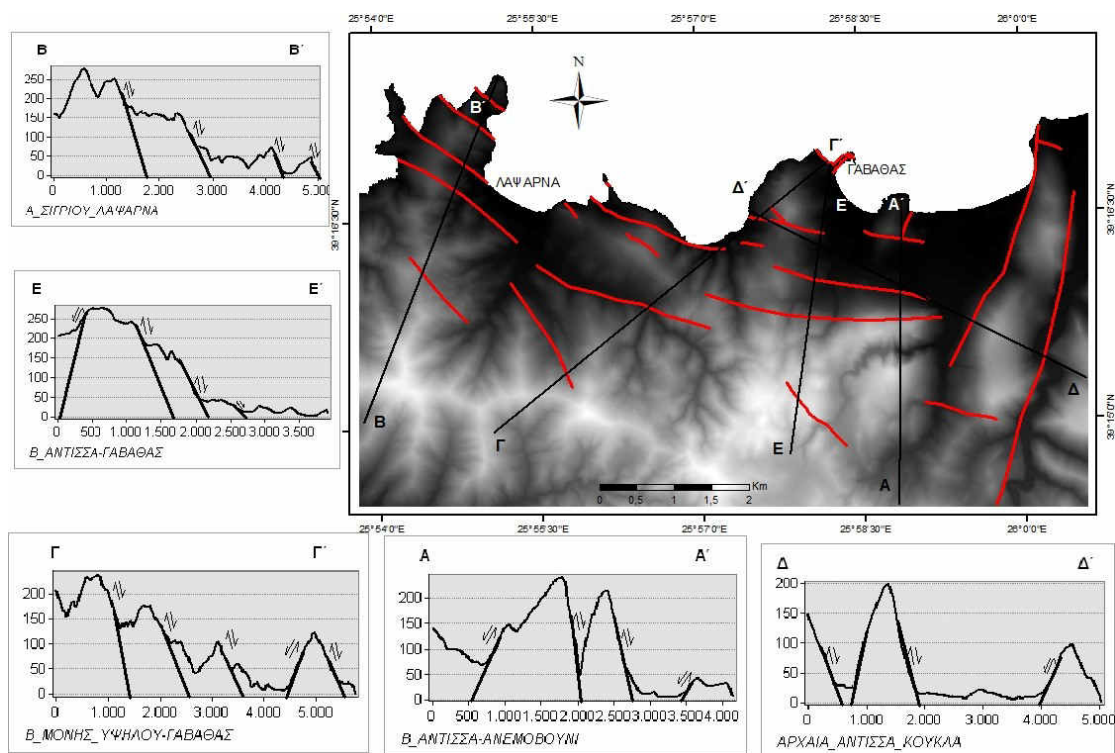


Φωτ. 15 Κατοπτρική επιφάνεια ρηξιγενούς επιφάνειας με γράμμωση ολίσθησης, δημιουργεί χαρακτηριστικό step, Ακρ. Κόκκινος Βράχος (Γαβαθάς)



Φωτ. 16. Ρηξιγενείς επιφάνειες μετατοπίζουν τον καθοδηγητικό ορίζοντα κίσηρης

Η κατασκευή μορφολογικών τομών Σχ. 39 με τη βοήθεια του μοντελού ψηφιακού αναγλύφου, μας βοήθησε να προσομοιώσουμε την περιοχή του Γαβαθά με τον πραγματικό χώρο, προκειμένου να κατανοήσουμε καλύτερα τη σύνθετη ενεργό τεκτονική της περιοχής.



Σχ. 39. Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής περίπου κάθετα στα ρήγματα της περιοχής Γαβαθά. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πρανές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

Από το παραπάνω σχήμα προέκυψαν τα εξής συμπεράσματα:

- ✓ Στις περισσότερες περιπτώσεις, υπήρξε ταύτιση των μορφολογικών πρανών με τα πρανή των ρηγμάτων. Ιδιαίτερα στις τομές E-E' και A-A' πιστοποιήθηκε το μεταπτωτικό ρήγμα με διεύθυνση σχεδόν A-Δ και βύθιση προς βορρά, το οποίο κόβει τα ανθρακικά πετρώματα της ανώτερης σειράς του νεοπαλαιοζωικού σχηματισμού. Στις ίδιες τομές διακρίθηκε και ένα μορφολογικό πρανές που σχηματίζεται στα 80m υψόμετρο, το οποίο ενδέχεται να αποτελεί ένα καινούριο ρήγμα. Στις ίδιες τομές με διεύθυνση N-B απεικονίζεται η σταδιακή ταπείνωση του αναγλύφου προς το βορρά όπως επίσης και η έντονη ανομοιομορφία του αναγλύφου.
- ✓ Στις τομές με διεύθυνση A-Δ, οι οποίες είναι σχεδόν παράλληλες στην ακτογραμμή, διακρίνουμε το σχηματισμό τεκτονικών κεράτων και ταφρών από τη δράση ρηγμάτων με ΒΔ-ΝΑ ή ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση.

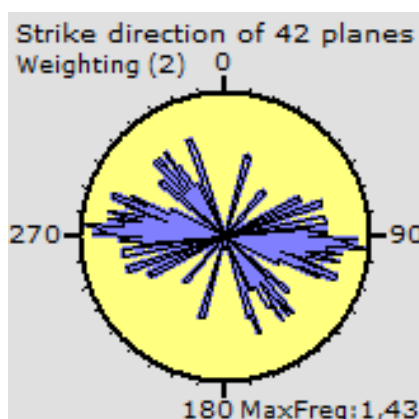
4.1.4 Περιοχή Βατούσας-Ανεμότιας-Σκαλοχωρίου-Σκουτάρου

Χαρτογραφώντας κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του βόρειου τμήματος του νησιού, η περιοχή Βατούσας-Σκαλοχωρίου-Σκουτάρου αποτέλεσε τη συνέχεια της μελέτης. Ο οικισμός της Βατούσας βρίσκεται κτισμένος μέσα στη ομώνυμη καλντέρα η οποία σχηματίστηκε από το ηφαίστειο της Βατούσας, που συνδέεται με την κύρια ηφαιστειακή δραστηριότητα που έλαβε χώρα στο νησί και τοποθετείται χρονικά πριν από 18,5-17Ma. Εκτός από το ηφαίστειο της Βατούσας λίγο ανατολικότερα συναντάμε το ηφαίστειο της Ανεμότιας, με τον ομώνυμο οικισμό να είναι κτισμένος στο εσωτερικό του κρατήρα.

Από τα προϊόντα της ηφαιστειακής δραστηριότητας, οι λάβες και τα πυροκλαστικά υλικά συνθέτουν τη γεωλογική εικόνα της περιοχής, από την οποία απουσιάζει ο ιγκνιμβρίτης. Οι παλαιότερες λάβες ανήκουν στην Ενότητα Σκουτάρου, ενώ οι νεότερες στην Ενότητα του Σκαλοχωρίου.

Τα ρήγματα που μετρήθηκαν ταξινομούνται στις παρακάτω κατηγορίες (Σχ. 40):

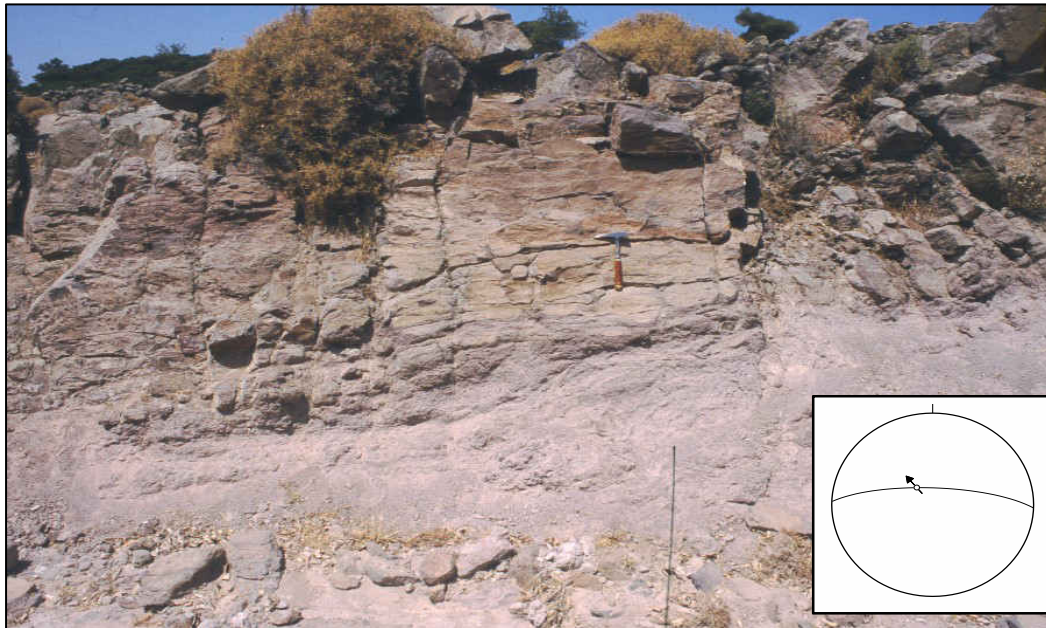
- ✓ Ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ,
- ✓ Ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ.



Σχ. 40 Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Βατούσας, όπου διακρίνονται οι τρεις διαφορετικές ομάδες

Τα ρήγματα που μετρήθηκαν επηρεάζουν τα ηφαιστειακά πετρώματα, μετακινώντας πολλές φορές τα όριά τους. Ρεύματα λάβας πάνω σε ηφαιστειακούς τόφφους, κόβονται από ρήγματα αποδεικνύοντας έτσι την έντονη τεκτονική δραστηριότητα της περιοχής. Η πρώτη ομάδα ρηγμάτων, με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ, τα οποία βυθίζονται προς τα ΝΔ χαρακτηρίζονται ως πλαγιοκανονικά ρήγματα με δεξιόστροφη συνιστώσα κίνησης. Στη δεύτερη ομάδα ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ και βύθιση προς το Ν μετρήθηκαν τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης τόσο οριζόντιας μετατόπισης όσο και κανονικής κίνησης. Τα αντιθετικά ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ και βύθιση προς το βορρά, χαρακτηρίζονται ως κανονικά. Τα ρήγματα αυτά ταπεινώνουν τη μορφολογία δημιουργώντας απότομο ανάγλυφο στις βόρειες ακτές. Ιδιαίτερο ρόλο στο μορφοανάγλυφο της περιοχής παίζουν και τα προαναφερθέντα ηφαιστειακά κέντρα της

Βατούσας και της Ανεμότιας τα οποία συνθέτουν μία πολυσύνθετη εικόνα στο μορφοανάγλυφο.

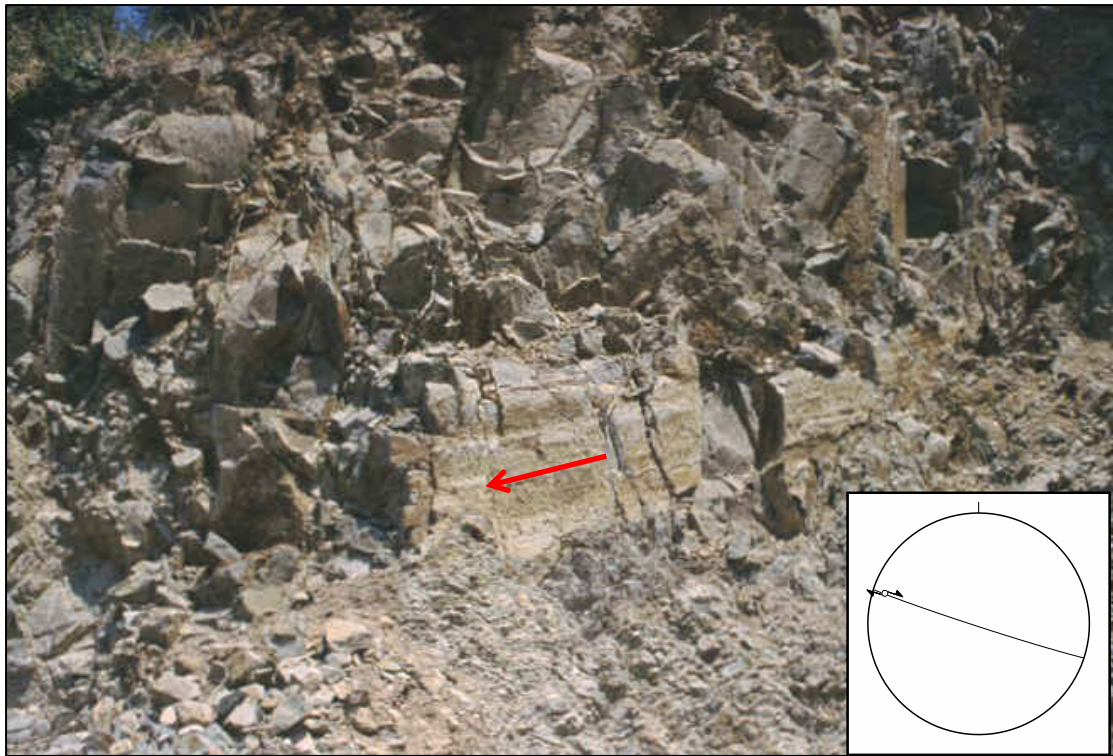


Φωτ. 17 Ρηξιγενής επιφάνεια με διεύθυνση Α-Δ, ΒΔ Σκαλοχωρίου



Φωτ. 18 Ρηξιγενής επιφάνεια με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ισχυρή δεξιόστροφη οριζόντια συνιστώσα ολίσθησης

Τα ρήγματα Α-Δ εκτός ότι ταπεινώνουν την μορφολογία του αναγλύφου προς το βορρά, στον οικισμό του Σκαλοχωρίου δημιουργούν αλλουβιακή πεδιάδα, η οποία πληρώνεται από Τερτατογενή ιζήματα.



Φωτ. 19 Ρηξιγενής επιφάνεια ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης με ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης

Η συλλογή των τεκτονικών στοιχείων σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις στην ύπαιθρο αποτελούν σημαντικό εργαλείο στην ταξινόμηση των ρηξιγενών επιφανειών και στον διαχωρισμό των τεκτονικών φάσεων που θα γίνει σε επόμενο κεφάλαιο.

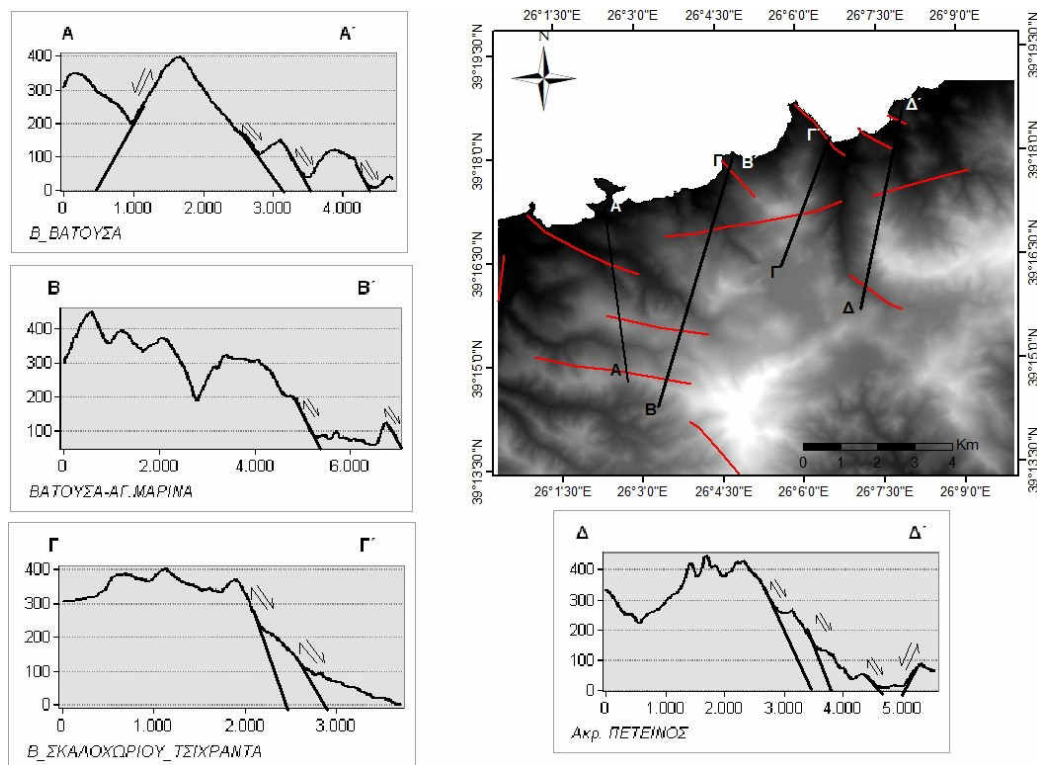


Φωτ. 20 Ρηξιγενείς επιφάνειες κόβουν ρεύματα λάβας σε ηφαιστειακούς τόφφους, Β. Ανεμότιας



Φωτ. 21 Κατοπτρική επιφάνεια με αποτυπωμένη γράμμωση ολίσθησης στην επιφάνεια της

Η κατασκευή των μορφολογικών τομών Σχ. 41 τη χρήση του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου, στην περιοχή της Βατούσας, ανέδειξε την πολυποίκιλη διαφοροποίηση του αναγλύφου.



Σχ. 41 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής περίπου κάθετα στα ρήγματα της περιοχής της Βατούσας. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να

ταυτίζεται το μορφολογικό πρηνές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

Από το παραπάνω σχήμα συμπεραίνουμε τα εξής:

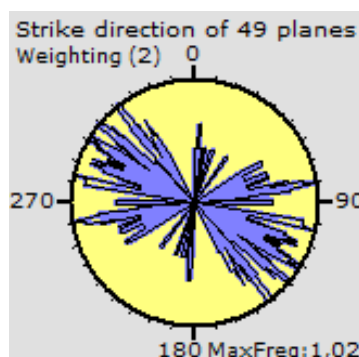
- ✓ Τη σταδιακή ταπείνωση του αναγλύφου προς το βορρά, από ρήγματα με κύρια διεύθυνση σχεδόν Α-Δ, όπου τα μορφολογικά πρηνή των ρηγμάτων συμπίπτουν με τα μορφολογικά πρηνή στις τομές.
- ✓ Τη δημιουργία μη ομαλού αναγλύφου παράλληλα στην ακτογραμμή της περιοχής

4.1.5 Περιοχή Πέτρας-Στύψης-Υψηλομέτωπο-Πελόπης

Η έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίζεται καθώς μετακινούμαστε ανατολικά από τον οικισμό του Σκουτάρου. Η αύξηση του αριθμού των ηφαιστειακών φλεβών στην περιοχή, αποδεικνύει τόσο την περίοδο της έντονης ηφαιστειακής δραστηριότητας στην περιοχή, όσο και την έντονη τεκτονική δραστηριότητα. Οι λάβες της Ενότητας του Σκουτάρου και οι νεότερες λάβες της Ενότητας της Συκαμιάς, κυριαρχούν στην περιοχή Πέτρα-Στύψη-Υψηλομέτωπο. Αξίζει επίσης να σημειωθεί, ότι στην περιοχή ανήκει το μεγαλύτερο ηφαιστειακό κέντρο το η Λέσβου, ο Λεπέτυμνος. Κατά την αρχική του δραστηριοποίηση, το ηφαίστειο δημιούργησε μία μεγάλη ηφαιστειακή καλντέρα. Μέσα σ' αυτή σήμερα δεσπόζουν δύο μεγάλοι ηφαιστειακοί δόμοι (Βίγλας, Προφήτη Ηλία), ως αποτέλεσμα της συνέχισης της δραστηριότητας του ηφαιστείου. Η έντονη υδροθερμική δραστηριότητα είναι αποτυπωμένη πάνω στα ηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής γεγονός που αποδεικνύει την ενεργό τεκτονική δράση στην περιοχή.

Στην περιοχή της Πέτρας-Στύψης-Υψηλομέτωπο-Πελόπης μετρήθηκαν τα παρακάτω ρήγματα τα οποία ταξινομούνται στις παρακάτω ομάδες (Σχ. 42):

- ✓ Ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης
- ✓ Ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης (μικρότερη ομάδα) και
- ✓ Ρήγματα Α-Δ



Σχ. 42 Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Πέτρας, όπου διακρίνονται οι τρεις διαφορετικές ομάδες

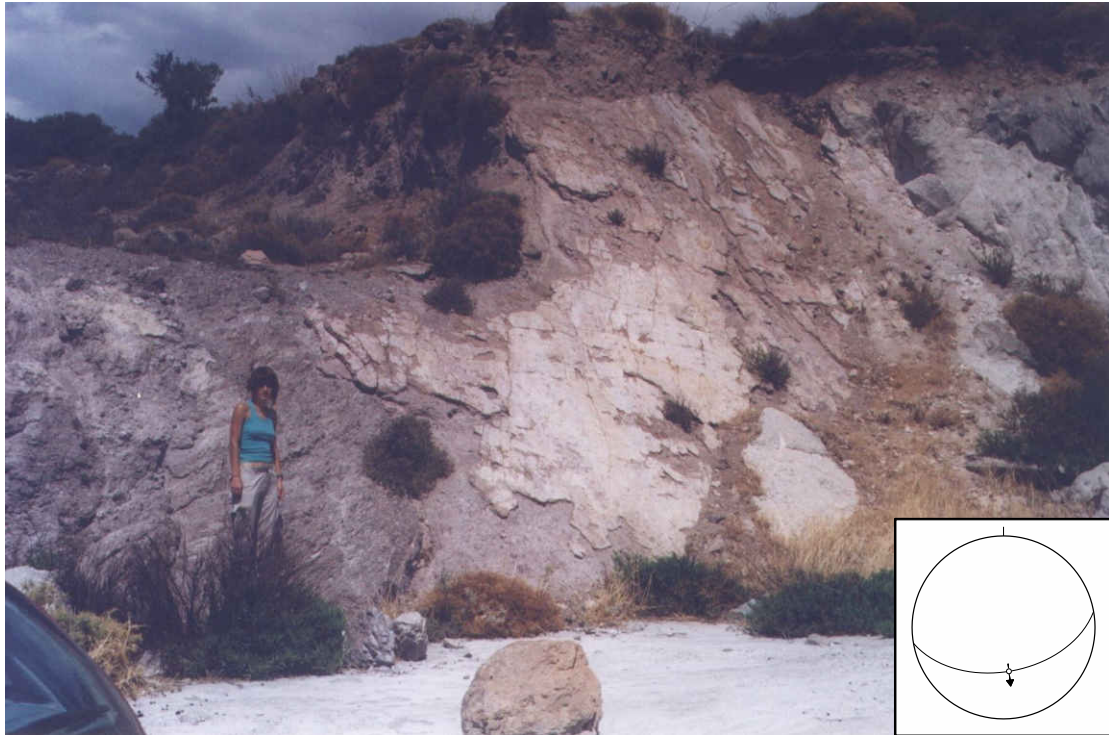
Τα ρήγματα των δύο πρώτων ομάδων δηλαδή τα ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ρήγματα χαρακτηρίζονται ως πλαγιοκανονικά. Το είδος της κίνησης τους εντοπίζεται κάθε φορά με τη βοήθεια των στοιχείων που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο.

Η διαμόρφωση του αναγλύφου της περιοχής, αποτελεί ένα σημαντικό εργαλείο της διάκρισης της κίνησης των ρηξιγενών επιφανειών. Έτσι, στην περιοχή αυτή δημιουργούνται τεκτονικοί τάφροι και κέρατα, συνεχίζοντας την εικόνα του ανομοιόμορφου αναγλύφου προς τα ανατολικά.

Ένα από τα ρήγματα που μετρήθηκαν και το οποίο δημιουργεί την τεκτονική τάφρο της Πέτρας, είναι το ομώνυμο ρήγμα, με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ το οποίο βυθίζεται προς τα ΒΑ με μεγάλη κλίση περίπου 80° , οριοθετεί τα ηφαιστειακά πετρώματα της Ενότητας Συκαμινιάς από τα ανατολικά και τα πετρώματα της Ενότητας Σκουτάρου από τα δυτικά. Το ρήγμα αυτό σε συνδυασμό με το αντιθετικό του ρήγμα, οριοθετούν το τεκτονικό βύθισμα της Πέτρας. Τα ρήγματα αυτά είναι υπεύθυνα για τη δημιουργία αλλουβιακής πεδιάδας στην περιοχή.



Φωτ. 22 Αντιθετικά ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, οριοθετούν μικρής έκτασης αλλουβιακή παράκτια έκτασης πεδιάδα, Πέτρα



Φωτ. 23 Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος ΑΒΑ-ΔΝΔ, βόρεια της Πέτρας

Κατά μήκος των ορίων της αλλουβιακής πεδιάδας μετρήθηκαν πολλές επιφάνειες ρηγματών και παρατηρήθηκαν έντονα φαινόμενα υδροθερμικής εξαλλοίωσης των πετρωμάτων, αποτέλεσμα του μεγάλου γεωθερμικού πεδίου που παρουσιάζει η περιοχή.

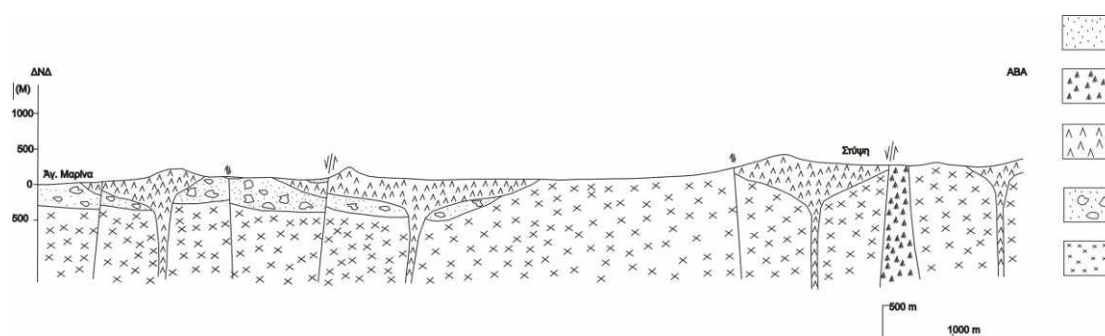


Φωτ. 24 Φαινόμενα έντονης υδροθερμικής εξαλλοίωσης, Πέτρα



Φωτ. 25. Φαινόμενα έντονης υδροθερμικής εξαλλοίωσης, Στύψη

Το ρήγμα του δυτικού περιθωρίου του βυθίσματος της Πέτρας, συνεχίζει προς ΝΑ έως τον οικισμό της Στύψης. Το ρήγμα της Πέτρας τέμνεται από το ρήγμα του Υψηλομέτωπου, το οποίο έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κλίση 80° προς τα ΝΑ. Η περιοχή όπου τέμνονται τα δύο ρήγματα είναι η περιοχή «Τούμπες» νότια από τη Στύψη, όπου τα φαινόμενα της υδροθερμικής εξαλλοίωσης είναι εντονότερα.



Σχ. 43. Γεωλογική τομή σχεδόν Δ-Α που περιγράφει την τοποθέτηση των ηφαιστειακών στην ευρύτερη περιοχή της Στύψης (τροποποιημένη από γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ, Φύλλο Μήθιμνα 1:50.000, Hecht, 1972)

Στην ευρύτερη περιοχή νότιας της Στύψης, καθώς και κατά μήκος του δόμου Στύψη-Υψηλομέτωπο-Πελόπη, μετρήθηκαν ρήγματα ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΔ πλαγιοκανονικά. Στην περιοχή αυτή τα πετρώματα εμφανίζουν έντονη υδροθερμική εξαλλοίωση η οποία προκάλεσε έντονη αποσάθρωση στα πετρώματα με εκτεταμένες ζώνες πυριτίωσης, με αποτέλεσμα να μην μπορούν να αναγνωρισθούν γραμμώσεις ολίσθησης πάνω στις επιφάνειες των ρηγμάτων.



Φωτ. 26. Ρηξιγενής επιφάνεια κανονικού ρήγματος, Στύψη

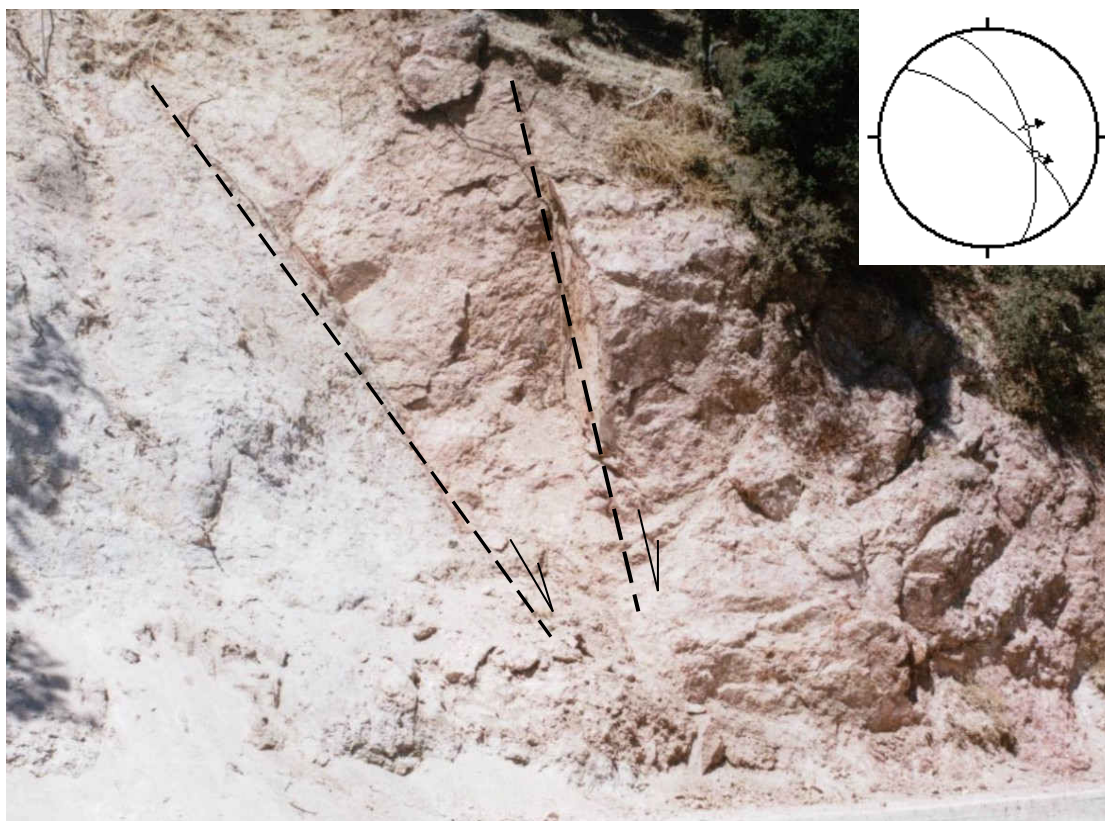
Αξίζει να σημειωθεί ότι στην περιοχή νότια της Στύψης έχει εντοπισθεί ένα από τα μεγαλύτερα γεωθερμικά πεδία της Λέσβου.

Πλησιάζοντας τον οικισμό της Πελόπης και δυτικά από τον οικισμό, κυριαρχούν οι στηλοειδείς μορφές λάβας, δημιουργώντας ένα εντυπωσιακό τοπίο. Καθώς η λάβα ψύχεται και στερεοποιείται σε συμπαγές πέτρωμα, αρχίζει να συστέλλεται. Η συστολή αυτή οδηγεί στην ανάπτυξη πολυάριθμων διακλάσεων. Στηλοειδείς κατατμήσεις λάβας μπορούμε να συναντήσουμε σε διάφορες περιοχές στη δυτική Λέσβο, όπου η απότομη ψύξη της λάβας σε μικρό βάθος σε συνδυασμό με την σύγχρονη διάβρωση των πυροκλαστικών υλικών που συνήθως βρίσκονται στρωματογραφικά από πάνω τους, είχαν σαν αποτέλεσμα την εμφάνισή τους στην επιφάνεια.

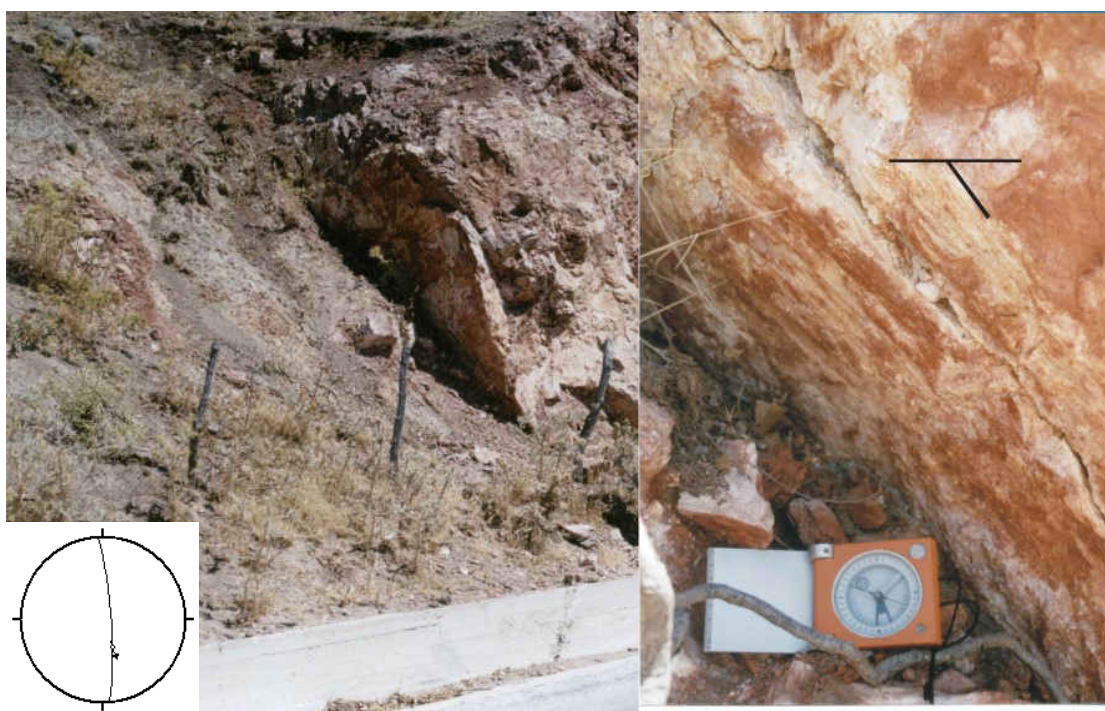


Φωτ. 27. Στηλοειδείς καταταμήσεις λάβας, Πελόπη

Στην περιοχή μετρήθηκαν και πολλά άλλα ρήγματα, τα περισσότερα με αποτυπωμένες πάνω τους τις τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης.



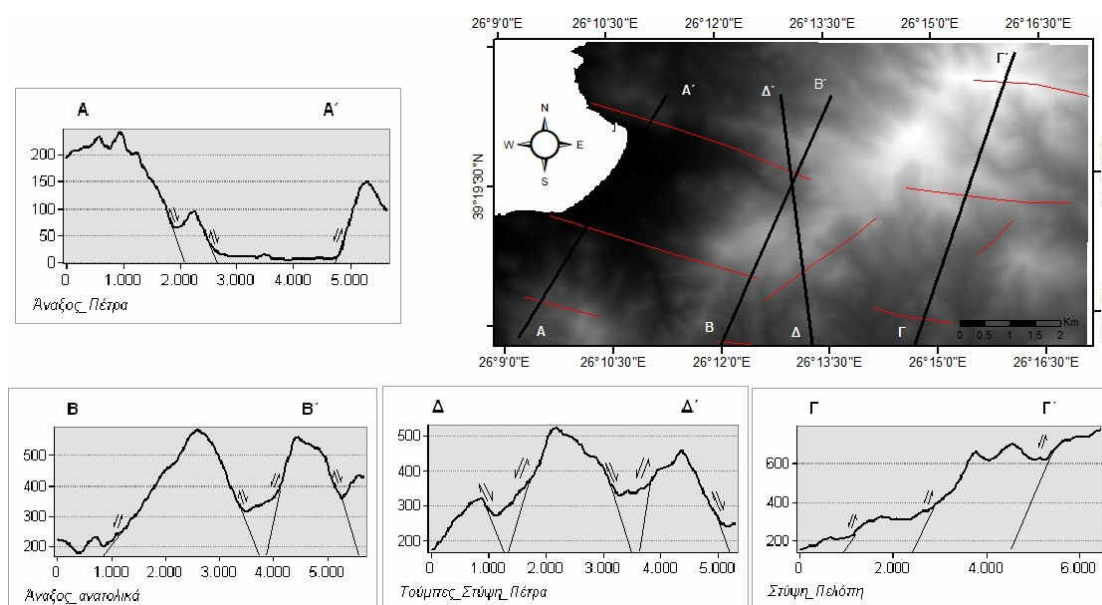
Φωτ. 28. Ρηξιγενείς επιφάνειες κανονικών ρηγμάτων που κόβουν λάβες



Φωτ. 29. Ρηξιγενής επιφάνεια με αποτυπωμένη τη γράμμωση ολίσθησης, ανατολικά από την Πελόπη

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές, για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο. Από αυτές τις μορφολογικές τομές που δίνονται στο Σχ. 44 συμπεραίνουμε τα εξής:

- Στις τομές Α-Α' και Β-Β' απεικονίζεται το τεκτονικό βύθισμα της Πέτρας, από τη δράση των αντιθετικών ρηγμάτων με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ.
- Στην τομή Δ-Δ', διακρίνονται δύο αντιθετικά ρήγματα στην περιοχή της Στύψης, τα οποία δημιουργούν ένα μικρό τεκτονικό βύθισμα στο νότιο τμήμα της μορφολογικής τομής, καθώς και δύο αντιθετικά ρήγματα πιο βόρεια τα οποία με τη σειρά τους δημιουργούν ένα δεύτερο μικρό τεκτονικό βύθισμα.



Σχ. 44 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής περίπου κάθετα στα ρήγματα της περιοχής της Πέτρας. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πραινές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

4.1.6 Περιοχή Θερμά Λουτρά-Άργεννος-Λεπέτυμνος-Συκαμινιά

Αφήνοντας στα δυτικά, τον οικισμό της Μήθυμνας, ο οποίος είναι κτισμένος πάνω σ' έναν από τους πιο εντυπωσιακούς ηφαιστειακούς δόμους του νησιού που δημιουργήθηκε από την άνοδο του μάγματος κατά τη διάρκεια της τελευταίας φάσης της ηφαιστειότητας στο νησί, περνάμε προς τα ανατολικά σε μία από πολύ σημαντική περιοχή για την παρούσα εργασία. Πρόκειται για μία περιοχή, με απότομη μορφολογία, βόρεια από το όρος Λεπέτυμνος, που οριοθετεί την ακτογραμμή του κεντρικού και βόρειου τμήματος του νησιού.



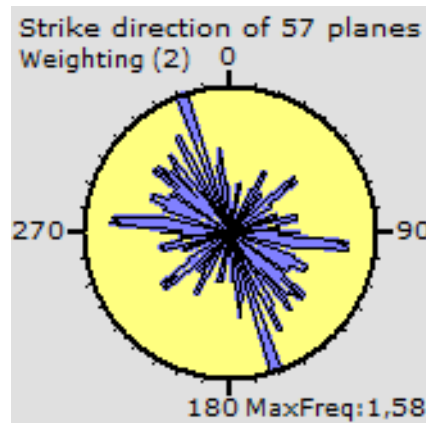
Φωτ. 30. Παραλιακός δρόμος που συνδέει τη Σκάλα Συκαμινιάς από τα ανατολικά με τη Εφθαλού προς τα δυτικά

Ο Λεπέτυμνος αποτελείται ουσιαστικά από δύο ηφαιστειακούς δόμους που δημιουργήθηκαν από ηφαιστειακή δράση που επιράτησε στο νησί μετά την κύρια ηφαιστειότητα. Η κύρια ηφαιστειότητα δημιούργησε μία μεγάλη καλντέρα. Σήμερα στο εσωτερικό αυτής της καλντέρας υψώνονται οι προαναφερθέντες ηφαιστειακοί δόμοι με τις κορυφές Βίγλα και Προφήτη Ηλία να ξεχωρίζουν. Μετά την ηφαιστειότητα ακολούθησε έντονη υδροθερμική δραστηριότητα η οποία αποσάρθρωσε τα πετρώματα, σ' όλη την παράκτια περιοχή.

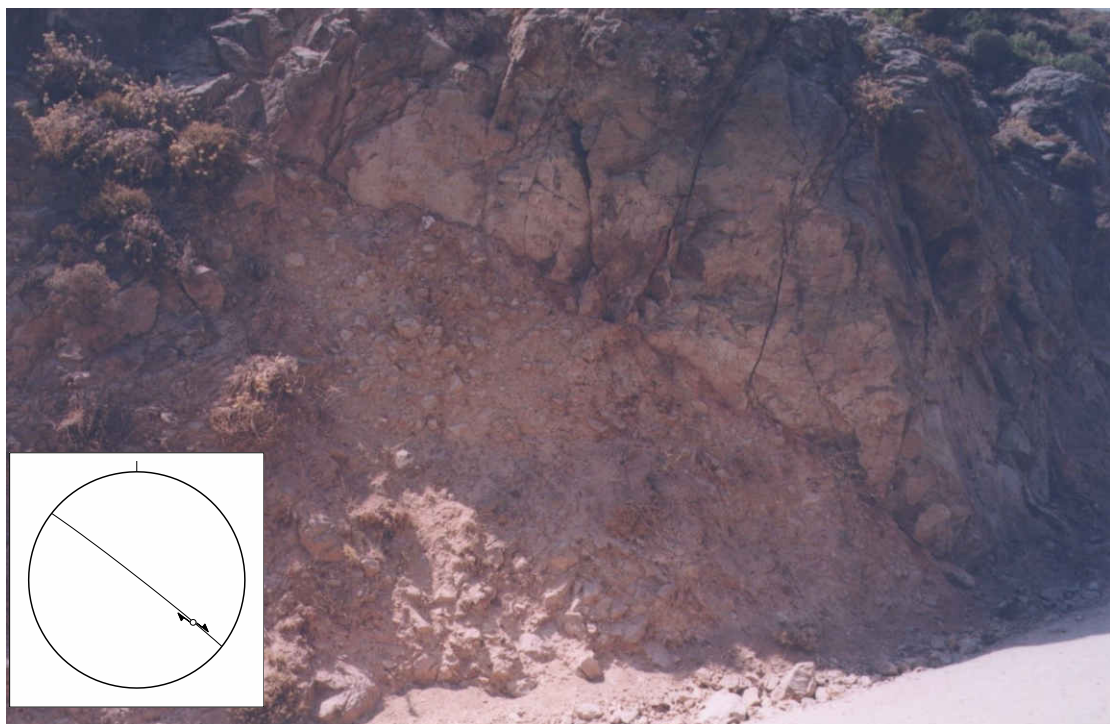
Έτσι σε μια περιοχή με απότομη κλίση και κατά μήκος του παραλιακού δρόμου Ευθαλού-Συκαμινιά, σε μια πολύ αραιό κατοικημένη περιοχή, με πολλά προβλήματα κατολισθήσεων αλλά και με έντονο το φαινόμενο της διάβρωσης της ορεινής μάζας του Λεπέτυμνου από τα ρέματα της περιοχής, μετρήθηκαν ρήγματα κυρίως ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης. Οι μεγάλες επιφάνειες ρηγμάτων συνοδεύονται με κώνους κορημάτων, που αποτελούνται από λατύπες ηφαιστειακής προέλευσης ποικίλου μεγέθους.

Στην περιοχή μετρήθηκαν οι παρακάτω ομάδες ρηγμάτων:

- ✓ Ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης
- ✓ Ρήγματα ΑΝΑ-ΔΒΔ και ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ρήγματα τα οποία εντάσσουμε στην ομάδα των ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ και
- ✓ Μία μικρότερη ομάδα ρηγμάτων ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης



Σχ. 45 Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Πέτρας, όπου διακρίνονται οι τρεις διαφορετικές ομάδες



Φωτ. 31. Ρηξιγενής επιφάνεια, Μεγάλα Θερμά

Μεταξύ των ρηγμάτων που έχουν μετρηθεί στην περιοχή αυτή, το ρήγμα που σχετίζεται με τη θερμοπηγή της Αργένου θεωρείται ως πρώτης τάξης. Πρόκειται για ένα πλαγιοκανονικό ρήγμα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και βύθιση προς τα ΒΑ, το οποίο μετακινεί το όριο των ηφαιστειακών σχηματισμών και οριοθετεί την αλλουβιακή παράκτια πεδιάδα προς τα ανατολικά. Στην περιοχή αυτή τα πετρώματα παρουσιάζονται κατακερματισμένα, έντονα εξαλλοιωμένα. Παρόλα αυτά, κατά θέσεις μετρήθηκε γράμμωση ολίσθησης πάνω στις κατοπτρικές επιφάνειες του ρήγματος, το οποίο θάβεται κάτω από τα μεγάλα σε πάχος πλευρικά κορήματα. Το ρήγμα αυτό ευθύνεται για την κυκλοφορία γεωθερμικών ρευστών. Η υδροθερμική εξαλλοίωση των ηφαιστειακών σε συνδυασμό με την παρουσία στην περιοχή της θερμής πηγής μεγάλων θερμοκρασιών, μας οδηγεί στο συμπέρασμα της κυκλοφορίας των γεωθερμικών ρευστών.

Η ομάδα των ρηγμάτων με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ τα οποία εντάσσονται στα ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ ταυτίζεται με τον προσανατολισμό της σχεδόν ευθύγραμμης ακτογραμμής, στην περιοχή, που διατηρεί για περίπου 6km την ίδια διεύθυνση προς τα ανατολικά.



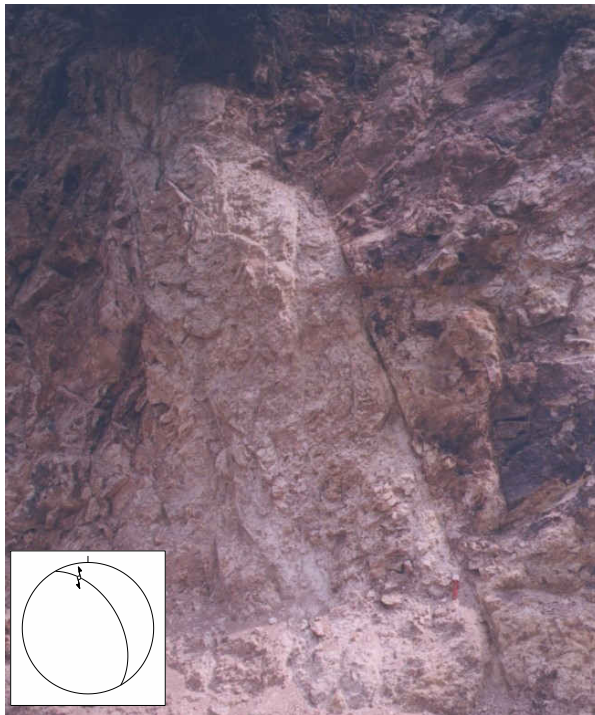
Φωτ. 32. Ρηξιγενείς επιφάνειες με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ που κόβεται από Α-Δ διεύθυνσης ρήγμα

Η καταγραφή των τεκτονικών γραμμώσεων ολίσθησης πάνω στις κατοπτρικές επιφάνειες βοηθά στον χαρακτηρισμό του είδους της κίνησης των ρηγμάτων. Η μετακίνηση των ορίων των ηφαιστειακών ταυτίζεται με την έντονη παρουσία της ενεργού τεκτονικής. Έτσι τα ηφαιστειακά πετρώματα στην περιοχή έχουν επηρεασθεί από τη δράση ρηγμάτων που τα κόβουν πολλές φορές. Αυτό βοηθά τόσο στην

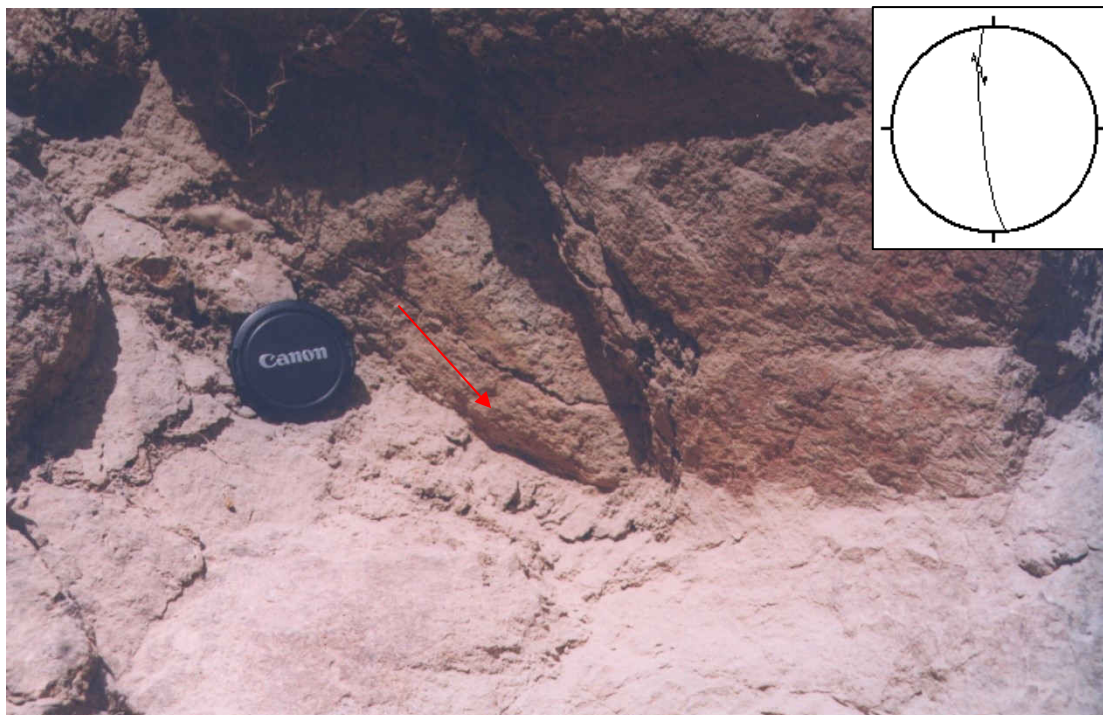
ανάβλυση του θερμού νερού μέσα από τα έντονα τεκτονικά καταποντισμένα πετρώματα όσο και στη σχετική χρονολόγηση των τεκτονικών γεγονότων.



Φωτ. 33. Γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης αποτυπωμένες πάνω στις κατοπτρικές επιφάνειες, παρουσιάζουν τόσο κανονική όσο και οριζόντια συνιστώσα κίνηση.



Φωτ. 34. Ρηξιγενής επιφάνεια με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ φέρνει σε επαφή λάβες με πυροκλαστικά υλικά



Φωτ. 35 Πλαγιοκανονικό ρήγμα με αποτυπωμένη γράμμωση ολίσθησης

Συνεχίζοντας ανατολικότερα, φθάνουμε κοντά στη Σκάλα Συκαμινιάς. Στην περιοχή αυτή, από τον οικισμό της Συκαμινιάς έως στη Σκάλα Συκαμινιάς (παράκτιο οικισμό), παρατηρούμε μία συνεχή ταπείνωση αναγλύφου προς το βορρά. Πρόκειται σίγουρα για παράλληλα μεταπτωτικά ρηγμάτα, η συνέχεια των οποίων δυτικότερα ίσως σταματά στο ρήγμα της περιοχής Μεγάλα Θερμά ενώ συνεχίζονται και προς τα ανατολικά.

Τα ρήγματα αυτά, που όπως προαναφέρθηκε, αποτελούν κανονικά ρήγματα με διέθυνση Α-Δ και βύθιση προς το βορρά, δημιουργούν χαρακτηριστικές αναβαθμίδες, μειώνοντας σταδιακά το υψόμετρο προς την ακτογραμμή. Στην περιοχή αυτή τα ηφαιστειακά πετρώματα δεν εμφανίζουν τις ίδιες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις, όπως στην περιοχή των Μεγάλων Θερμών, γεγονός που αν συνέβαινε θα αποδείκνυε την κυκλοφορία των γεωθερμικών ρευστών. Η απουσία επομένως αυτής της εξαλλοίωσης στα πετρώματα σε συνδυασμό με την απουσία μεγάλων ρηξιγενών επιφανειών, παραπέμπει στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για κανονικά ρήγματα με μικρό άλμα. Το συμπέρασμα αυτό μένει να επιβεβαιωθεί από την χρήση των γεωμορφολογικών δεικτών.



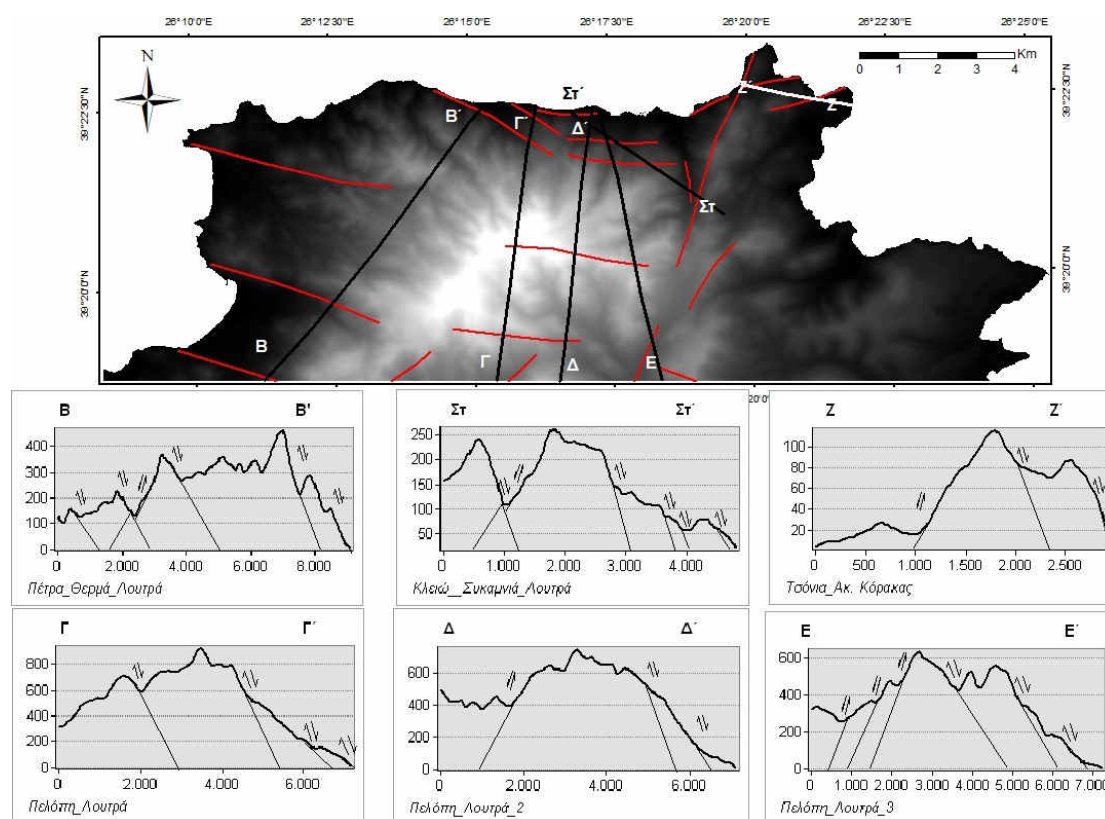
Φωτ. 36. Η ρηξιγενής επιφάνεια δημιουργεί αναβαθμίδα, Β. Σukaμινιάς

Οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης που μετρήθηκαν στα ρήγματα αυτής της περιοχής χαρακτηρίζουν ρήγματα με σχεδόν κανονική συνιστώσα ή πλαγιοκανονικά με δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης. Συγκεκριμένα κοντά στο νεκροταφείο της Σukaμινιάς ρηξιγενείς επιφάνειες με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ έως ΑΝΑ-ΔΒΔ οι οποίες εντάσσονται στα μεταπτωτικά ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ, καθώς και ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης. Στην τελευταία ομάδα μετρήθηκαν οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης με δεξιόστροφη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης.



Φωτ. 37. Κατοπτρική επιφάνεια με αποτυπωμένη γράμμωση ολίσθησης

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές (Σχ. 46), για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο.



Σχ. 46 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής περίπου κάθετα στα ρήγματα της περιοχής της Εφταλούς-Συκαμινιάς. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πραινές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

Από αυτές τις μορφολογικές τομές που δίνονται στο Σχ. 46 συμπεραίνουμε τα εξής:

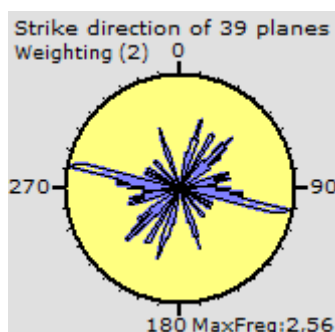
- ✓ Στις μορφολογικές τομές με διεύθυνση N-B που είναι σχεδόν κάθετες στα ρήγματα με Α-Δ, απεικονίζεται η σταδιακή ταπείνωση του αναγλύφου προς το βορρά. Πρόκειται για μεταπτωτικά ρήγματα των οποίων η διεύθυνση ταυτίζεται με διεύθυνση της ακτογραμμής. Επίσης, στις μορφολογικές αυτές τομές απεικονίζεται το έντονο ανάλυφο της περιοχής με τη δημιουργία τεκτονικών κεράτων και ταφρών.
- ✓ Στην μορφολογική τομή Στ-Στ', διακρίνεται το μορφολογικό πραινές που δημιουργείται από τη ρηξιγενή ζώνη της Κεντρικής Λέσβου, η οποία χαρτογραφήθηκε στην παρούσα εργασία σε πολλές περιοχές, όπως αυτές περιγράφονται στην επόμενη ενότητα.

4.1.7 Περιοχή Κεντρικής Λέσβου (Κλειώ-Κάπη)

Ιδιαίτερη έμφαση δόθηκε στη συλλογή ρηξιγενών δομών στην κεντρική περιοχή της Λέσβου επειδή σ' αυτή εντοπίζεται το επίκεντρο του μεγάλου σεισμού του 1867 που έγινε στο νησί. Το ρήγμα της Αγίας Παρασκευής, με γενική διεύθυνση BBA-NNΔ, η οποία μεταβάλλεται έως BBD-NNΑ τοπικά καθώς αποτυπώνεται επιφανειακά σ' όλο το κεντρικό τμήμα του νησιού, αποτελεί ένα τμήμα μίας μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης.

Η ρηξιγενής αυτή ζώνη εντοπίζεται από την περιοχή της Κλειούς, ΝΑ από τη Σukaμινιά, μέχρι τον κόλπο της Καλλονής. Κατά μήκος αυτής της διεύθυνσης μετρήθηκαν πολλές επιφάνειες ρηγμάτων, που ανήκουν όμως στην ίδια ρηξιγενή ζώνη της Κεντρικής Λέσβου. Τα ρήγματα αυτά διακρίθηκαν στις παρακάτω ομάδες (Σχ.47):

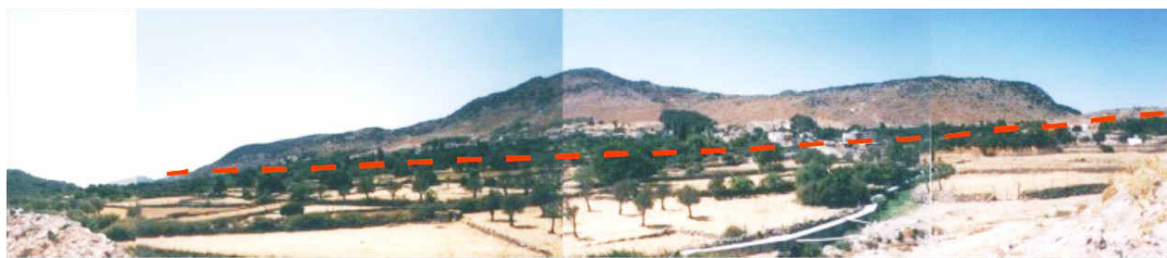
- ✓ Μία κύρια ομάδα ρηγμάτων με διεύθυνση BBA-NNΔ, με βύθιση προς τη ΒΔ, πάνω στις οποίες αναγνωρίστηκε δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης.
- ✓ Μία ομάδα ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και βύθιση προς τα ΒΑ πάνω στις οποίες αποτυπώνονται τρεις διαφορετικές γραμμώσεις ολίσθησης, οι οποίες αναφέρονται σε διαφορετικές κινήσεις.
- ✓ Μία ομάδα ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και βύθιση προς τα ΝΑ, πάνω στις οποίες αναγνωρίστηκαν γραμμώσεις ολίσθησης
- ✓ Και τέλος τη νεότερη ομάδα των ρηγμάτων με διεύθυνση σχεδόν Α-Δ και βύθιση είτε προς το Β ή προς το Ν, στις οποίες αναγνωρίστηκαν γραμμώσεις ολίσθησης.



Σχ. 47 Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Κλειούς, όπου διακρίνονται οι διαφορετικές ομάδες ρηγμάτων

Συγκεκριμένα στην περιοχή αυτή συναντούμε μία από τις βορειότερες επιφανειακές εκφράσεις της ρηξιγενούς ζώνης της Κεντρικής Λέσβου, που χαρτογραφήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή.

Στην ευρύτερη περιοχή Κλειού-Κάπης μετρήθηκαν ρηξιγενείς επιφάνειες με διεύθυνση BBA-NNΔ και διεύθυνση κλίσης προς το ΒΔ. Τα ρήγματα αυτά οριοθετούν τον σχηματισμό των ιγνιμβριτών προς τα ανατολικά με τα ηφαιστειακά της περιοχής (ρυολιθικές λάβες) στα δυτικά.



Φωτ.38 Δημιουργία αλλουβιακής πεδιάδας από τη δράση του πλαγιοκανονικού ρήγματος ΒΑ-ΝΔ, Κάπη



Φωτ. 39. Ζώνη κατακλαστίτη συνοδεύει τμήμα ρήγματος της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης, Κλειώ

Συγκεκριμένα ΝΔ από τον οικισμό της Κλειούς, εντοπίστηκε επιφάνεια ρήγματος, η οποία δημιουργεί μεγάλη ζώνη κατακλαστίτη. Ο κατακλαστίτης σχηματίζεται από τον κατακερματισμό του πετρώματος και είναι χαρακτηριστικός των σεισμικών ρηγμάτων. Τα ρηξιγενή τεμάχια των ρηγμάτων κινούνται κατά τη διάρκεια του σεισμού με μεγάλες ταχύτητες (mm/s, ή m/s) ενώ η σεισμική κίνηση επαναλαμβάνεται μετά από ένα μεγάλο διάστημα ακινησίας ή πολύ αργής ασεισμικής κίνησης. Η δημιουργία του κατακλαστίτη συνοδεύεται από κίνηση διαλυμάτων. Στην συγκεκριμένη περιοχή τα διαλύματα αυτά είναι τα υδροθερμικά διαλύματα.

Το ρήγμα έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ και διεύθυνση κλίσης προς τα ΒΔ και είναι υπεύθυνο τόσο για τη δημιουργία κοιλάδας, βόρεια του οικισμού όσο και ενός έντονου αναγλύφου στην περιοχή. Το ρήγμα συνεχίζει στο βορρά προς το ανατολικό τμήμα του όρμου Τσόνια, όπου καταλήγει στο ακρωτήριο Κόρακα. Το ακρωτήριο αυτό αποτελεί το πιο κοντινό τμήμα της Β. Λέσβου στον κόλπο του Αδραμυτίου.

Πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος μετρήθηκε τεκτονική γραμμώσης ολίσθησης με ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα οριζόντιας κίνησης.



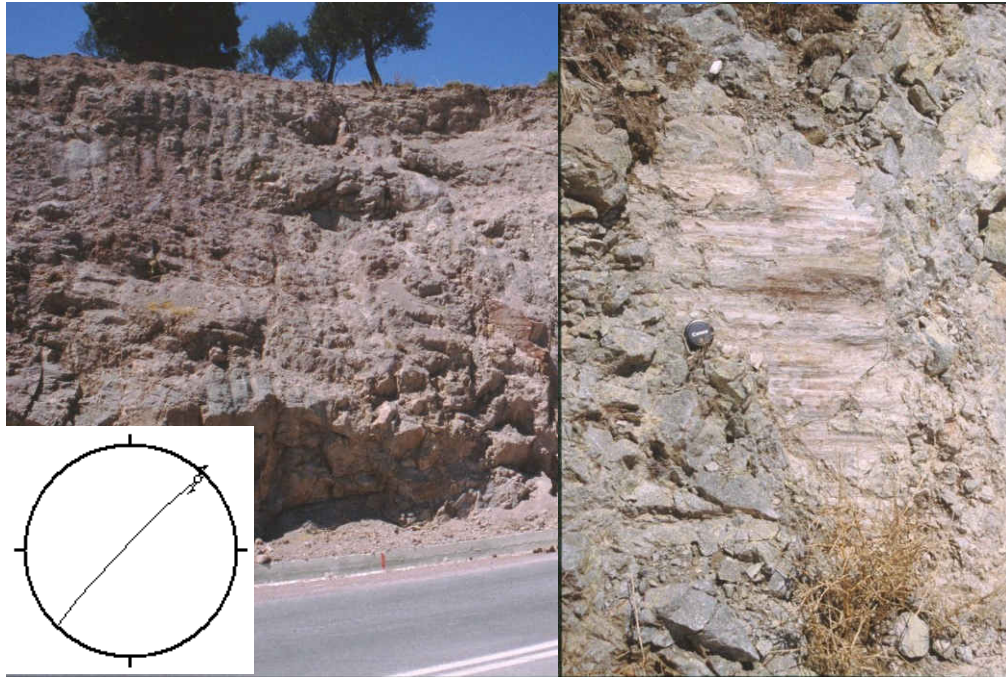
Φωτ. 40. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με αποτυπωμένες γραμμώσεις ολίσθησης

Το ρήγμα αυτό αποτελεί ένα τμήμα της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης της Κεντρικής Λέσβου. Το βορειότερο τμήμα αυτής της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης αντιπροσωπεύεται από το ρήγμα της Κλειούς.

Νότια από την περιοχή Κλειώ-Κάπη, κάνουν την μοναδική εμφάνιση τους οι ρυόλιθοι της Κάπης. Το τμήμα αυτό της ρηξιγενούς ζώνης της Κεντρικής Λέσβου είναι πολύ πιθανόν να σχετίζεται με αυτή τη διείδυση των ρυολιθικών λαβών, στην περιοχή αυτή.

Επίσης στην ευρύτερη περιοχή μετρήθηκαν πάρα πολλές ρηξιγενείς επιφάνειες, μερικές από τις οποίες είχαν αποτυπωμένες περισσότερες από μία γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης. Οι συγκεκριμένες μετρήσεις αποτέλεσαν πολύ σημαντικό εργαλείο για τη σχετική χρονολόγηση των κινήσεων του ρήγματος ως αποτέλεσμα της επαναδραστηριοποίησης του.

Το ρήγμα αυτό συνεχίζεται προς το νότο, στην περιοχή της Νάπης και μέσω του οικισμού της Αγία Παρασκευής κατευθύνεται προς στον κόλπο της Καλλονής όπου και συνεχίζει μέσα σ' αυτόν. Η περιοχή αυτή κρίνεται εξαιρετικά σεισμική, σ' όλο το μήκος της και είναι υπεύθυνη για πάρα πολλούς μικρούς σεισμούς που άλλοτε γίνονται αισθητοί και άλλοτε όχι.

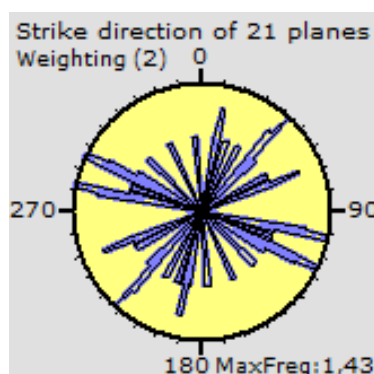


Φωτ 41. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με αποτυπωμένη τη γράμμωση ολίσθησης οριζόντιας συνιστώσας

4.1.8 Περιοχή Νάπης

Όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, η ρηξιγενής ζώνη της Κεντρικής Λέσβου, συνεχίζεται νοτίως των οικισμών Κλειούς και Κάπης, στον οικισμό της Νάπης. Έτσι συνεχίζοντας την χαρτογράφηση κατά μήκος του δρόμου Μανταμάδος-Νάπη μετρήθηκαν επιφάνειες ρηγμάτων τα οποία κατατάσσονται στις ακόλουθες ομάδες με βάση τη διεύθυνση τους (Σχ. 48):

- Ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης
- Ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης
- Ρήγματα ΑΒΑ-ΔΝΔ και ΑΝΑ-ΔΒΔ, δηλαδή ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ

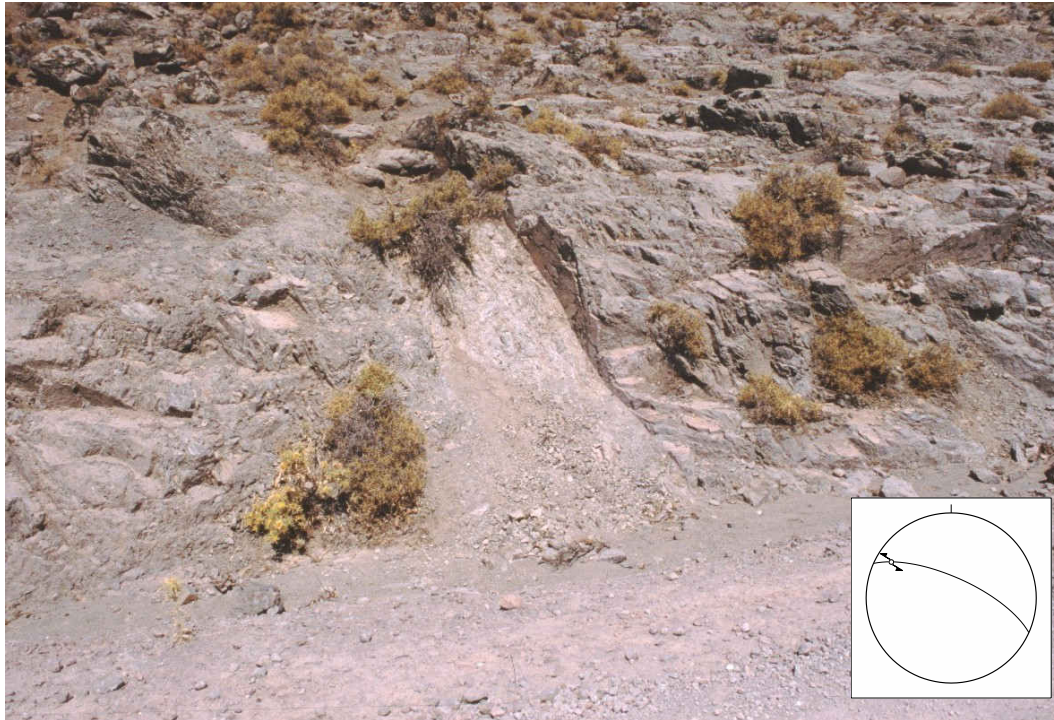


Σχ. 48 Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Νάπης, όπου διακρίνονται οι διαφορετικές ομάδες ρηγμάτων



Φωτ.42. Κατοπτρική επιφάνεια ρήματος με αποτυπωμένη τη γραμμωση ολίσθησης οριζόντιας συνιστώσας

Πρόκειται κυρίως για ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και πλαγιοκανονικά ρήγματα με ισχυρή οριζόντια μετατόπιση. Τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ είναι δεξιόστροφα ενώ τα ρήγματα με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση είναι αριστερόστροφα. Τα ρήγματα αυτά κόβουν τα ηφαιστειακά πετρώματα που συναντούμε στην περιοχή. Λάβες της πρώιμης ηφαιστειότητας, πυροκλαστικά υλικά καθώς και λάβες της νεότερης ηφαιστειότητας.



Φωτ. 43. Ρηξιγενής επιφάνεια με αποτυπωμένη γράμμωση ολίσθησης αριστερόστροφης συνιστώσας

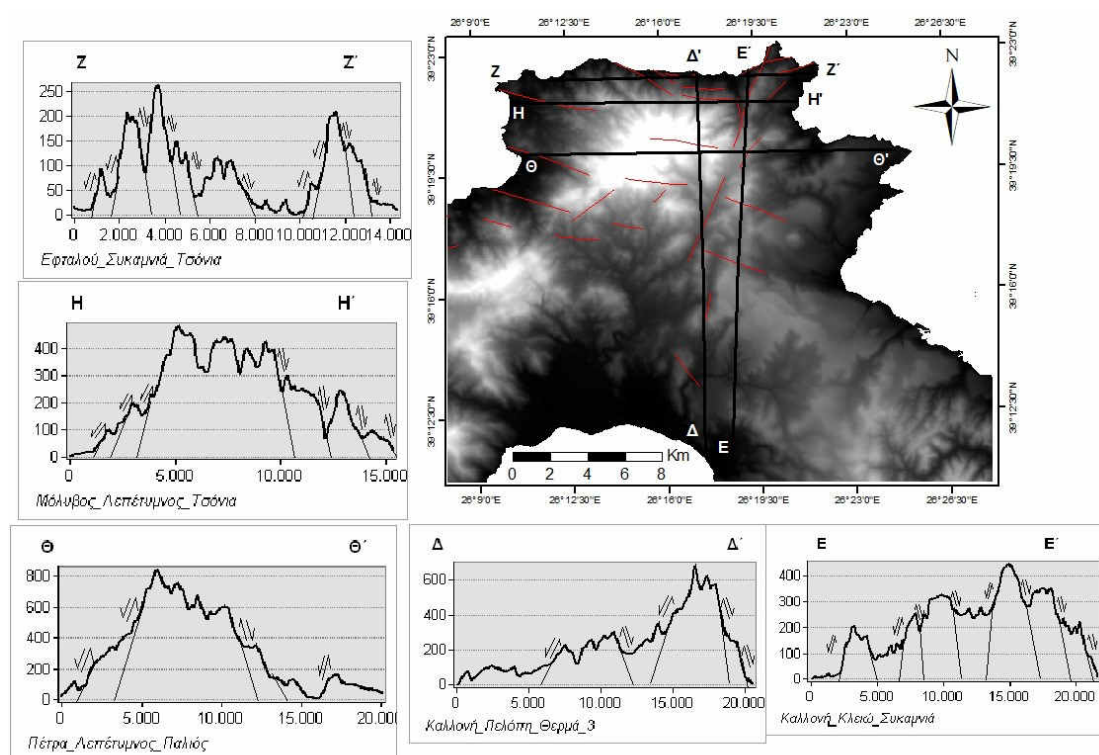


Φωτ. 44. Κατοπτρική επιφάνεια με αποτυπωμένη τη strike slip κίνηση

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές, για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο.

Από την κατασκευή των μορφολογικών τομών (Σχ. 49) συμπεραίνουμε τα εξής:

- ✓ Στις μορφολογικές τομές που είναι παράλληλες με την ακτογραμμή του νησιού, διακρίνεται το μορφολογικό πρανάς που δημιουργεί η ρηξιγενής ζώνη της Κεντρικής Λέσβου, από βορρά προς νότο, το οποίο ταυτίζεται με το πρανάς των μορφολογικών πρανών. Στις τομές αυτές (Z-Z', H-H', Θ-Θ') είναι εμφανές το έντονο ανάγλυφο της περιοχής, στο οποίο ξεχωριστή θέση έχει ο Λεπέτυμνος στο βόρειο και κεντρικό τμήμα.
- ✓ Στις μορφολογικές τομές με διεύθυνση N-B, απεικονίζεται η απότομη ταπείνωση του αναγλύφου προς βορρά, εξαιτίας κυρίως μεταπτωτικών ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ.



Σχ. 49 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής περίπου κάθετα στα ρήγματα της περιοχής της Κλειούς-Κάπης. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πρανάς με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

4.1.9 Αγία Παρασκευή

Η χαρτογράφηση των τμημάτων που συνιστούν τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη με διεύθυνση BBA-NNΔ, η οποία διασχίζει την κεντρική Λέσβο, συνεχίστηκε νότια του οικισμού της Νάπης, στον οικισμό της Αγίας Παρασκευής.

Στο νότιο τμήμα του οικισμού της Αγίας Παρασκευής, μετρήθηκε εντυπωσιακή κατοπτρική επιφάνεια του ομώνυμου ρήγματος, το οποίο ευθύνεται για το σεισμό του 1867. Το ρήγμα έχει διεύθυνση BBΔ-NNΑ με βύθιση ΑΒΑ και γωνία κλίσης που κυμαίνεται από 60° - 70° . Τα ρήγμα κόβει τις πυριτωμένες λάβες και δημιουργεί τεκτονική αναβαθμίδα στο νότιο τμήμα του οικισμού της Αγ. Παρασκευής. Η σχετική κίνηση των τεμαχών του ρήγματος, καθώς και ο προσδιορισμός του είδους του ρήγματος στο οποίο ανήκει, έλαβε χώρα με τη βοήθεια των τεκτονικών γραμμώσεων που εντοπίστηκαν και καταγράφηκαν πάνω στην επιφάνεια. Μετρήθηκαν λοιπόν τρεις γενιές τεκτονικών γραμμώσεων:

- Η κύρια κίνηση του ρήγματος είναι οριζόντια με γωνία pitch 8° που βυθίζεται προς τα ΒΔ, καθιστώντας το ρήγμα αριστερόστροφο.
- Μετρήθηκε επίσης και μία οριζόντια-πλαγιοκανονική γράμμωση ολίσθησης με γωνία pitch 14° που βυθίζεται προς τα ΝΑ, υποδεικνύοντας έτσι δεξιόστροφη κίνηση.
- Η τρίτη γενιά, η οποία κόβει τις προηγούμενες καθιστώντας την έτσι νεώτερη από τις άλλες δείχνει πλαγιοκανονική κίνηση με δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης και pitch 36° που βυθίζεται προς τα ΝΑ.

Το ρήγμα επηρεάζει τον ιγκνιμβρίτη που δομεί την περιοχή, η εμφάνιση του οποίου οριοθετείται από τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη της κεντρικής Λέσβου και καταλαμβάνει μεγάλη έκταση ανατολικά από αυτή. Επίσης κόβει και τα υπόλοιπα ηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής.

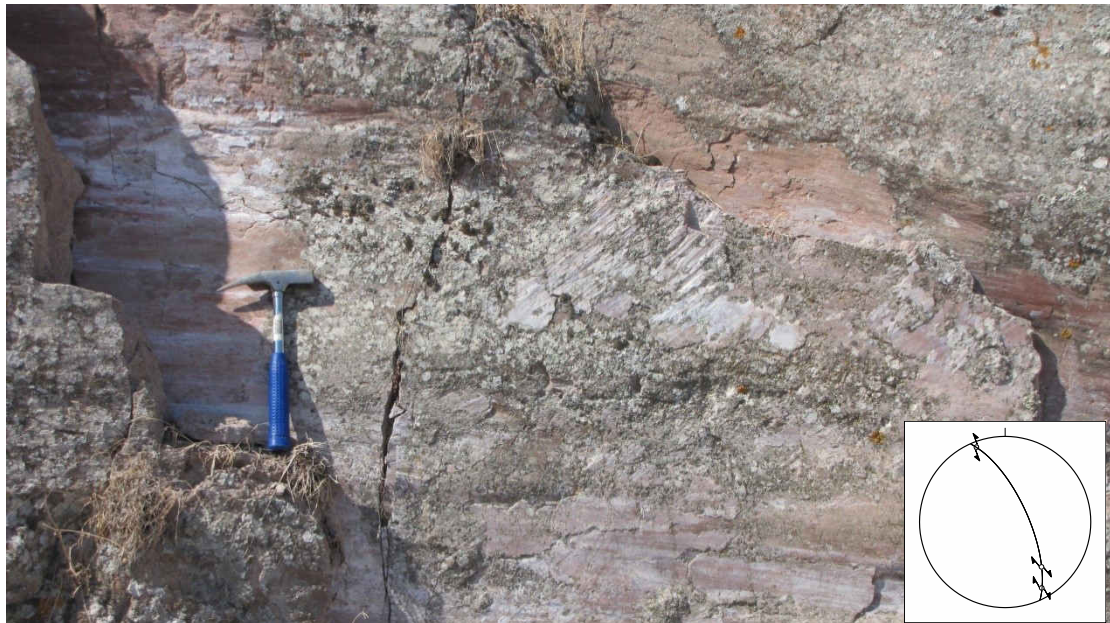
Στο ρήγμα της Αγίας Παρασκευής υπάρχουν μικροδομές που πολλές φορές παρατηρούνται σε ρήγματα ή σε ζώνες ρηγμάτων που αποτελούν τα χαρακτηριστικά αποτυπώματα τα οποία μας δείχνουν τη διεύθυνση και τη σχετική φορά της κίνησης των διαχωρισθέντων τεμαχών. Τα στοιχεία αυτά είναι ιδιαίτερα χρήσιμα για τον υπολογισμό και τη διάκριση των τεκτονικών τάσεων (Παυλίδης Σ., 2016). Η δημιουργία του ασβεστιτικού επιφλοιώματος με τις τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης καθώς επίσης και η δημιουργία της αναβαθμίδας, αποτελούν τέτοια χαρακτηριστικά στοιχεία. Η τεκτονική επεξεργασία των μετρήσεων των διαφορετικών τεκτονικών γραμμώσεων ολίσθησης που μετρήθηκαν στην κατοπτρική επιφάνεια και η οποία περιγράφεται στο επόμενο κεφάλαιο θα οδηγήσει στον εντοπισμό της διεύθυνσης του εφελκυστικού πεδίου.



Φωτ. 45. Το ρήγμα της Αγ. Παρασκευής με μια εντυπωσιακή επιφανειακή εμφάνιση του, νότια από τον οικισμό

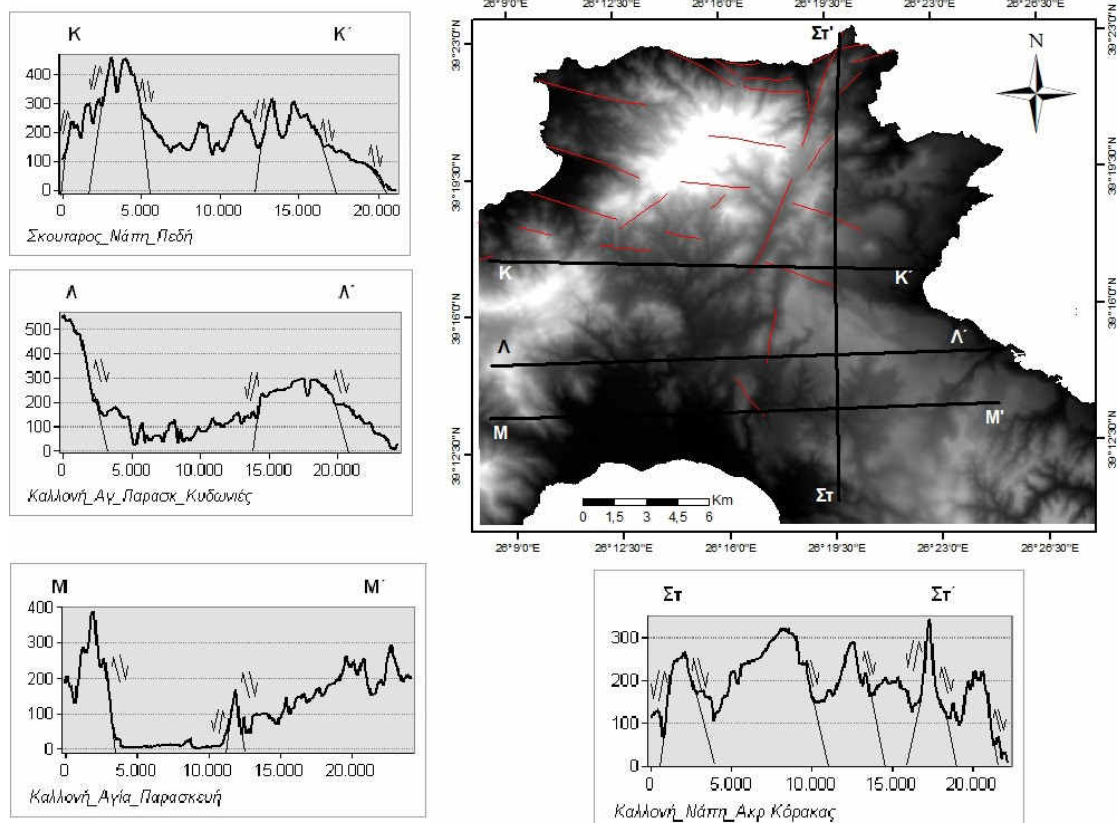


Φωτ.46. Ασβεστιτικό επιφλοΐωμα πάνω στην κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος



Φωτ. 47. Η νεώτερη πλαγιοκανονική συνιστώσα ολίσθησης, η οποία καλύπτει τις δύο άλλες γραμμώσεις ολίσθησης

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές, για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο.



Σχ. 50 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής περίπου κάθετα στα ρήγματα της περιοχής της Αγίας Παρασκευής. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πραινές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις

μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

Από τις μορφολογικές τομές συμπεραίνουμε (Σχ. 50):

- ✓ Τα μορφολογικά πρηνή των ρηγμάτων συμπίπτουν με τα μορφολογικά πρηνή των τομών, οι οποίες αποκαλύπτουν την έντονη τεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή, με τη δημιουργία τεκτονικών κεράτων και ταφρών.
- ✓ Στις τομές με διεύθυνση Δ-Α(I-I', K-K', Λ-Λ', Μ-Μ') διακρίνεται η σταδιακή βύθιση του κεντρικού τμήματος προς νότο

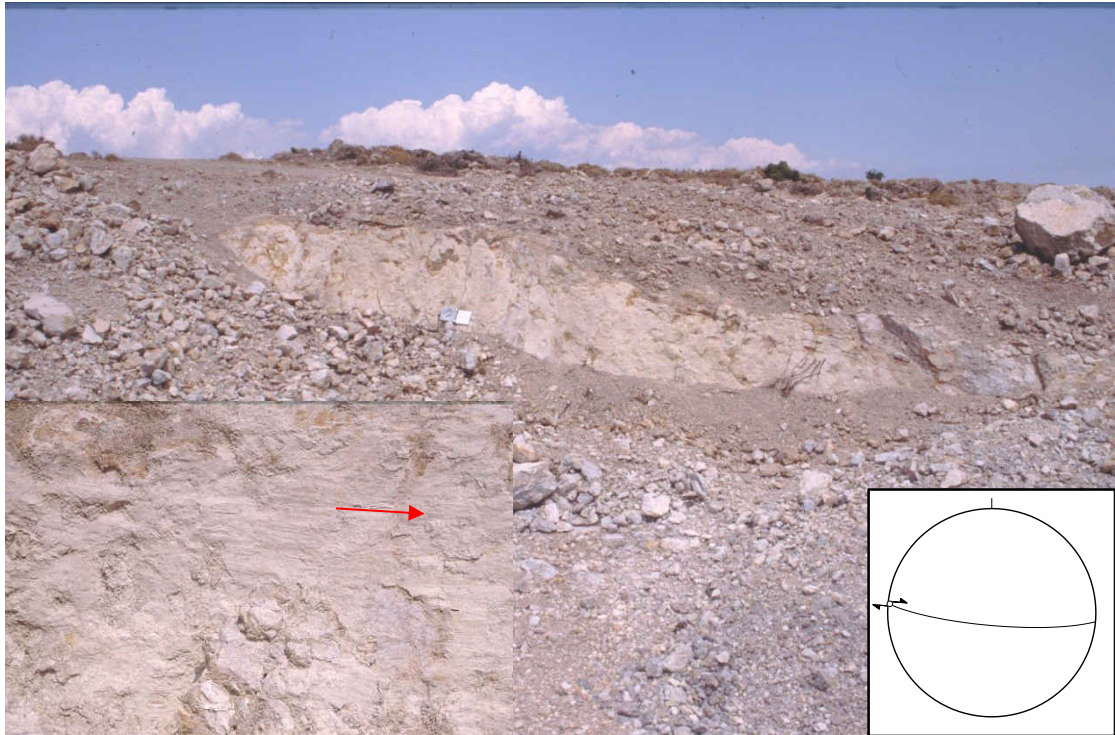
4.1.10 Νότια του Μανταμάδου

Η χαρτογράφηση συνεχίστηκε ανατολικά της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης της κεντρικής Λέσβου, η οποία διασχίζει το νησί από Β προς Ν. Η έρευνα αυτή την φορά εστιάστηκε σε δύο περιοχές: από την ευρύτερη περιοχή του οικισμού του Μανταμάδου έως τη Σκάλα Κυδωνιών στα ΝΑ έως την Παλαιοχριστιανική Βασιλική του Χαλινάδου, ΝΑ της Αγίας Παρασκευής.

Στις περιοχές αυτές μετρήθηκαν ρήγματα τα οποία ανήκουν στις παρακάτω ομάδες:

- ✓ ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης ρήγματα
- ✓ ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ρήγματα
- ✓ Α-Δ διεύθυνσης ρήγματα

Νότια του οικισμού του Μανταμάδου, στο εκκλησιάκι του Αγ. Ιωάννη μετρήθηκε δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ. Το ρήγμα αυτό κόβει τον ιγκνιμβρίτη που καταλαμβάνει στην περιοχή μεγάλη έκταση. Η συνέχεια της ρηξιγενούς επιφάνειας προς τα ΔΒΔ είναι δύσκολο να εντοπισθεί, καθώς αυτή καλύπτεται από τα ηφαιστειακά προϊόντα της Ενότητας Συκαμινιάς που καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα αυτής της περιοχής.



Φωτ. 48. Ρηξιγενής επιφάνεια επηρεάζει τον ιγκνιμβρίτη στην περιοχή Ν του Μανταμάδου, Αγ. Ιωάννης

Επίσης, δυτικά από τη Σκάλα Κυδωνιών, μετρήθηκε μεγάλη επιφάνεια ρήγματος, η οποία δημιουργεί μεγάλο πρανές.



Φωτ. 49 Ρηξιγενής επιφάνεια κόβει τον ιγκνιμβρίτη, στην περιοχή της Σκάλας Κυδωνιών

Πρόκειται για ρήγμα με διεύθυνση BBA-NNΔ και βύθιση προς τα ANA. Η ρηξιγενής αυτή επιφάνεια κόβει τον ιγκνιμβρίτη που καλύπτει την περιοχή αυτή.

Τέλος, 5Km ανατολικά από τον οικισμό της Αγίας Παρασκευής, κοντά στην Παλαιοχριστιανική Βασιλική του Χαλινάδου, μετρήθηκαν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση BBA-NNΔ.



Φωτ. 50 Ρηξιγενής επιφάνεια ανατολικά από τον οικισμό της Αγίας Παρασκευής, δημιουργεί αναμαθμίδα.

4.1.11 Περιοχή Babakale-Asssos

Το καλοκαίρι του 2004 επισκεφθήκαμε την περιοχή του Αδραμντίου, ΒΔ από τις βόρειες ακτές της Λέσβου. Σε μια περιοχή που γεωλογικά αποτελείται κυρίως από τα προϊόντα της Νεογενούς ηφαιστειακής δραστηριότητας που έλαβε χώρα στην περιοχή, έγιναν μετρήσεις σε τρεις διαδοχικές θέσεις από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Συγκεκριμένα, παρατηρήσεις υπαίθρου έγιναν κατά μήκος του νότιου τμήματος χερσονήσου Biga, από το ακρωτήριο Babakale έως το χωριό Narlı, BA του Kucukkuyu.

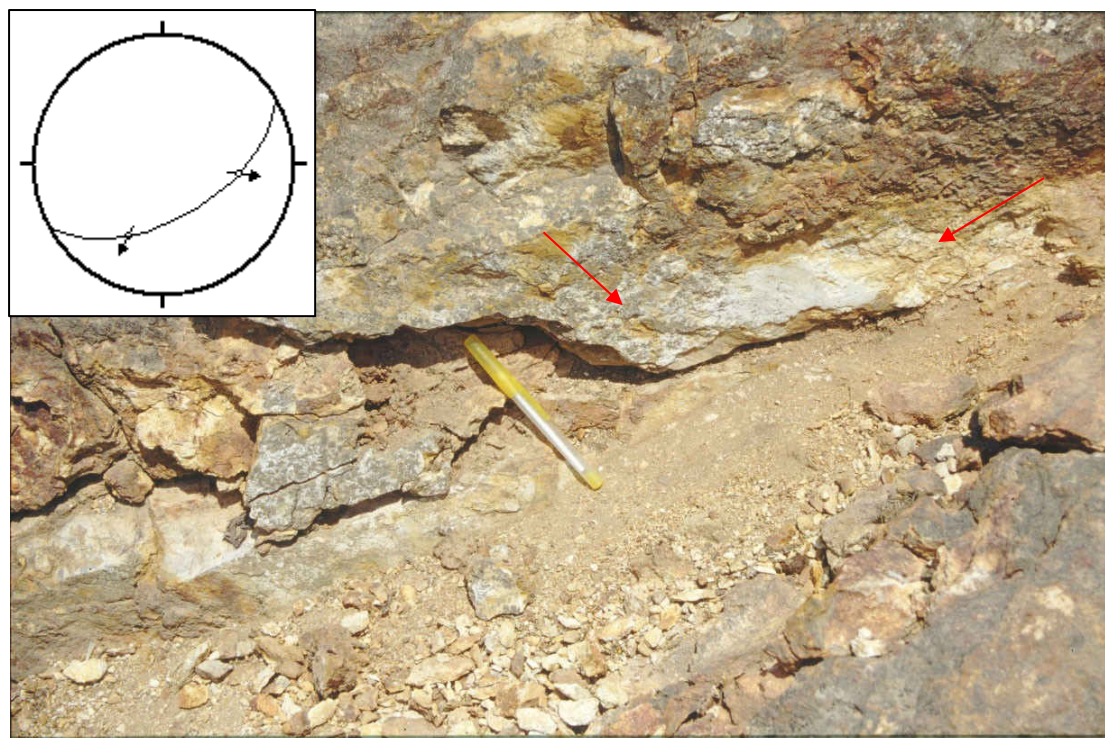
Τα ρήγματα που μετρήθηκαν ταξινομούνται σε τρεις ομάδες:

- ✓ Ρήγματα με διεύθυνση BA-NA
- ✓ Τα ρήγματα με διεύθυνση BΔ-NA
- ✓ Τα νεότερα A-Δ ρήγματα

Παρακάτω παραθέτουμε μερικά από τα ρήγματα που μετρήθηκαν στην παραπάνω περιοχή.



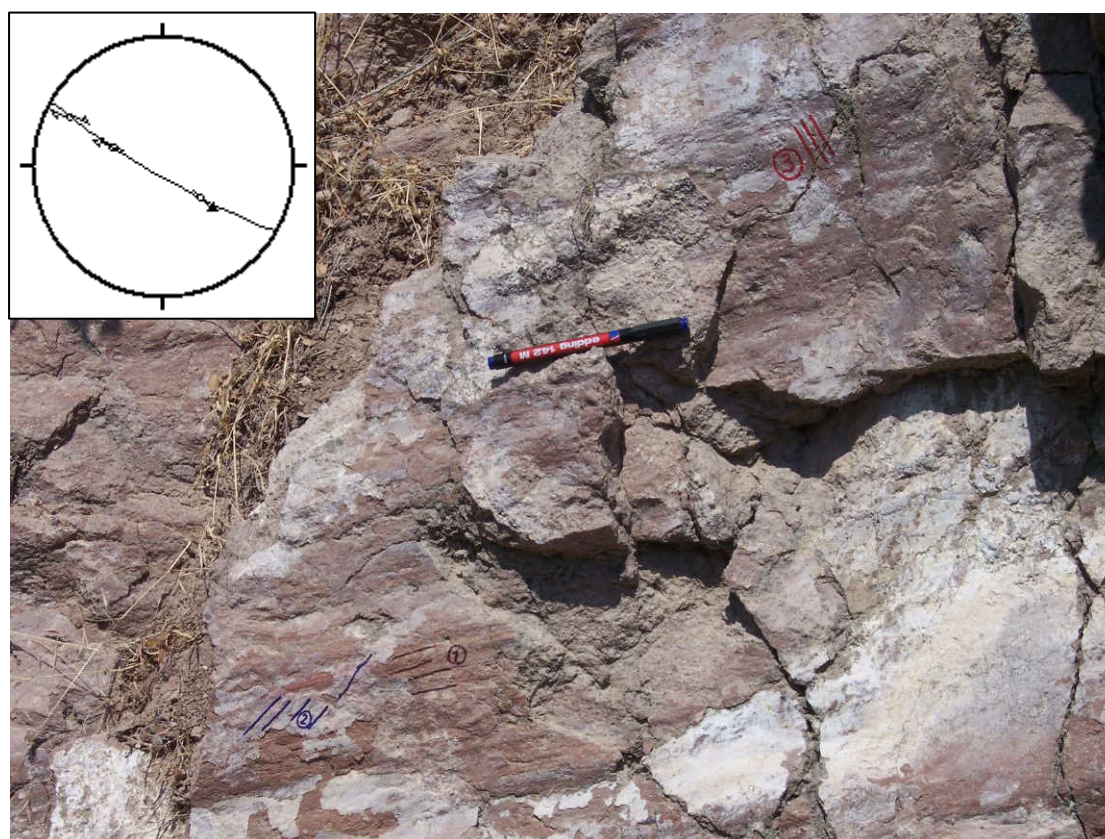
Φωτ. 51. Ακρωτήρι Babakale, Χερσόνησος Biga, Δυτικό τμήμα του Κόλπου του Αδραμυτίου



Φωτ. 52. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με αποτυπωμένες 2 γενιές γραμμώσεων ολίσθησης

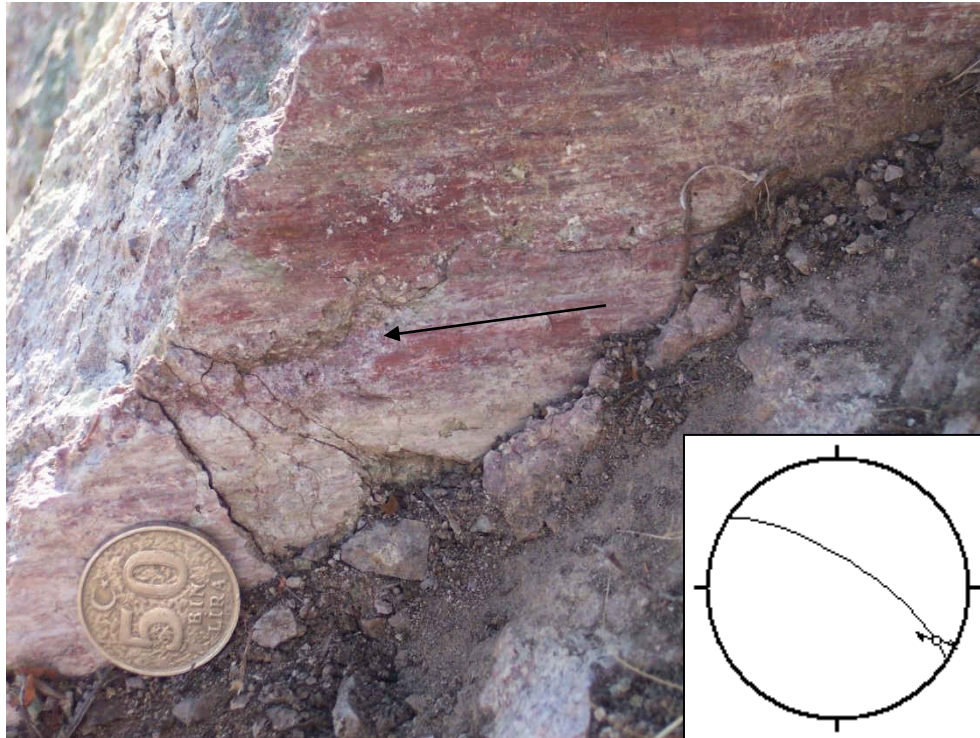


Φωτ. 53. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με εντυπωσιακή επιφάνεια και ύψος τομής 8-10m, δημιουργεί χαρακτηριστική αναβαθμίδα στην περιοχή



Φωτ. 54. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με αποτυπωμένες 3 γενιές γραμμώσεων

Στην κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος Φωτ. 54, μετρήθηκαν τρεις γενιές γραμμώσεων. Η παλιότερη φανερώνει καθαρή δεξιόστροφη οριζόντιας μετατόπισης κίνηση, ενώ οι νεώτερες γραμμώσεις φανερώνουν κανονική κίνηση. Η νεώτερη κανονική κίνηση του ρήγματος φανερώνει ένα πλαγιοκανονικό ρήγμα με αριστερόστροφη συνιστώσα.



Φωτ. 55. Κατοπτρική επιφάνεια δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης

Τα ρήγματα που μετρήθηκαν στο βόρειο τμήμα του Αδραμυτινού κόλπου και συγκεκριμένα στις τουρκικές ακτές, εμφανίζουν παρόμοια γεωμέτρία καθώς και κινηματική με τα ρήγματα που μετρήθηκαν στο βόρειο τμήμα της Λέσβου.

5 ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ Ν. ΛΕΣΒΟΥ

5.1 Ρηξιγενείς επιφάνειες στη Νότια Λέσβο (Δυτικά από τον Κόλπο της Καλλονής)

Παρακάτω περιγράφονται οι κυριότερες ρηξιγενείς δομές που μετρήθηκαν στην Νότια Λέσβο από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά.

5.1.1 Ρηξιγενείς επιφάνειες στην περιοχή της Ερεσού

Η περιοχή της Ερεσού αποτελεί την προς το νότο συνέχεια της ρηξιγενούς ζώνης της Άντισσας που περιγράφηκε στο βόρειο τμήμα του νησιού. Οι νεογενείς σχηματισμοί αντιπροσωπεύονται από τα ηφαιστειακά υλικά που απαντούν σε μεγάλη έκταση στην περιοχή της Ερεσού, κυρίως δακίτες και δακίτοανδεσίτες. Τα προϊόντα αυτά αποτελούν υλικά της παλιότερης ηφαιστειακής δραστηριότητας που συναντάμε στο νησί. Οι λάβες αυτές βρίσκονται κάτω στους πυροκλαστικούς σχηματισμούς οι οποίοι με τη σειρά τους εμφανίζονται στη Δυτική Λέσβο με το μεγαλύτερο πάχος. Επίσης, οι κρυσταλλικοί, τευφρόλευκοι ασβεστόλιθοι του νεοπαλαιοζωικού, που είναι έντονα πυριτιωμένοι και θερμικά εξαλλοιωμένοι, αποτελούν το υπόβαθρο της περιοχής. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί που είναι παρόμοιοι με τους ασβεστόλιθους του Γαβαθά, παρουσιάζουν έντονη τεκτονική καταπόνηση και ξεχωρίζουν ανάμεσα στις λάβες. Τα ρήγματα κόβουν τόσο τους ασβεστόλιθους όσο και τα ηφαιστειακά, μετατοπίζοντας τα όριά τους.



Φωτ. 56. Κρυσταλλικοί τευφρόλευκοι ασβεστόλιθοι του υποβάθρου ξεπροβάλλουν μέσα στις λάβες, ΒΒΑ από τον οικισμό της Ερεσού.

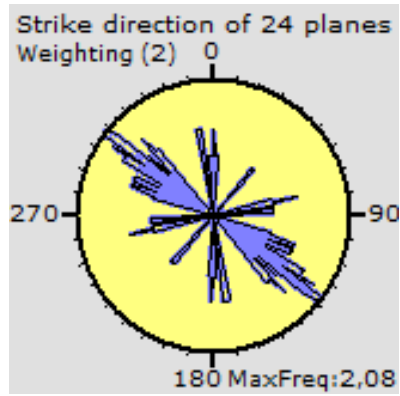
Αποτέλεσμα της έντονης ηφαιστειακής δραστηριότητας, αποτελεί η παρουσία πολλών ηφαιστειακών φλεβών στην ευρύτερη περιοχή της Ερεσού, οι περισσότερες από τις οποίες έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Το μάγμα, ακολουθώντας ασυνέχειες πετρωμάτων, έχει καταφέρει να διατρυπήσει τα παλαιότερα πετρώματα του φλοιού και να στερεοποιηθεί, αποκτώντας το σχήμα της ασυνέχειας. Εκτός από τις ηφαιστειακές φλέβες, όπως για παράδειγμα η ηφαιστειακή φλέβα της Ερεσού που δημιουργήθηκε κατά τη διάρκεια της κύριας φάσης της ηφαιστειότητας 18,5 έως 17 Ma, το ηφαιστειακό τοπίο συμπληρώνεται και από πολλούς ηφαιστειακούς δόμους. Πρόκειται για μάγμα που ψύχθηκε και στερεοποιήθηκε μέσα στη Γη, αναθολώνοντας τα υπερκείμενα πετρώματα, όπως για παράδειγμα ο ηφαιστειακός δόμος της Ερεσού, του Πυθαρίου κ.α.



Φωτ. 57. Ηφαιστειακός δόμος, βόρεια από την Ερεσό

Κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου Άντισσας-Ερεσού μετρήθηκαν ρηξιγενείς επιφάνειες με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Τα ρήγματα αυτά βυθίζονται κυρίως προς τα ΒΑ, με μεγάλες γωνίες κλίσης δημιουργώντας κατά θέσεις μεγάλες κατοπτρικές επιφάνειες. Τα ρήγματα αυτά επηρεάζουν τα πυροκλαστικά υλικά και κυρίως τις λάβες της περιοχής. Οι λάβες που αποτελούνται κυρίως από δακίτες και δακίτοανδεσίτες, βρίσκονται σ' άλλες θέσεις πάνω στα πυροκλαστικά του Σιγρίου, ενώ σ' άλλες θέσεις κάτω από τα πυροκλαστικά υλικά τα οποία σε πολλές θέσεις φαίνονται να τα διασχίζουν. Τα ρήγματα που μετρήθηκαν κατατάσσονται σε 2 ομάδες:

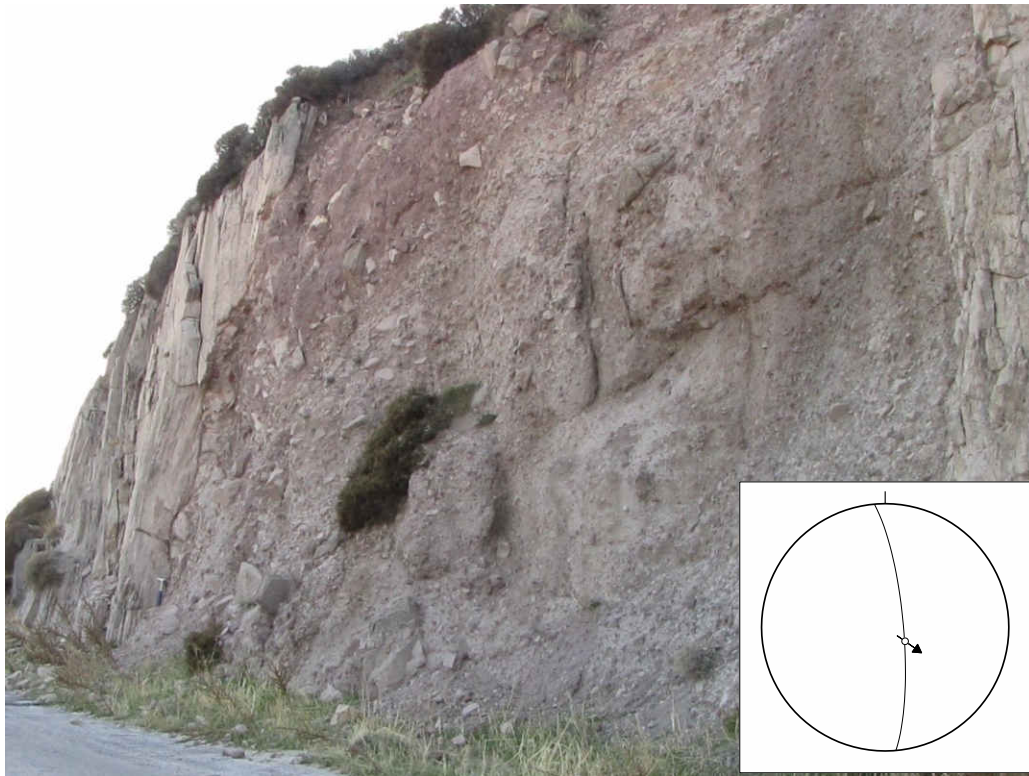
- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ
- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ έως Α-Δ



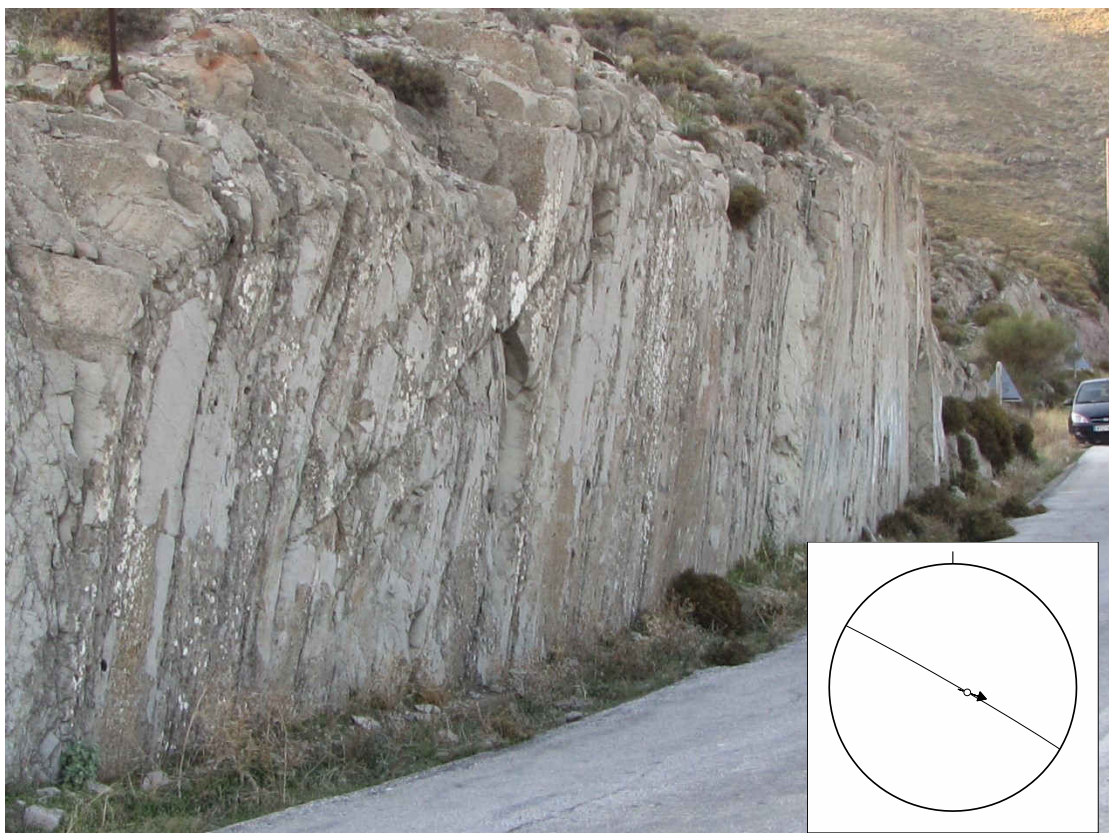
Σχ. 51 Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Ερεσού, όπου διακρίνονται οι διαφορετικές ομάδες ρηγμάτων



Φωτ. 58. Ρηξιγενής επιφάνεια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης



Φωτ. 59. Μεγάλη κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος που κόβει τις λάβες



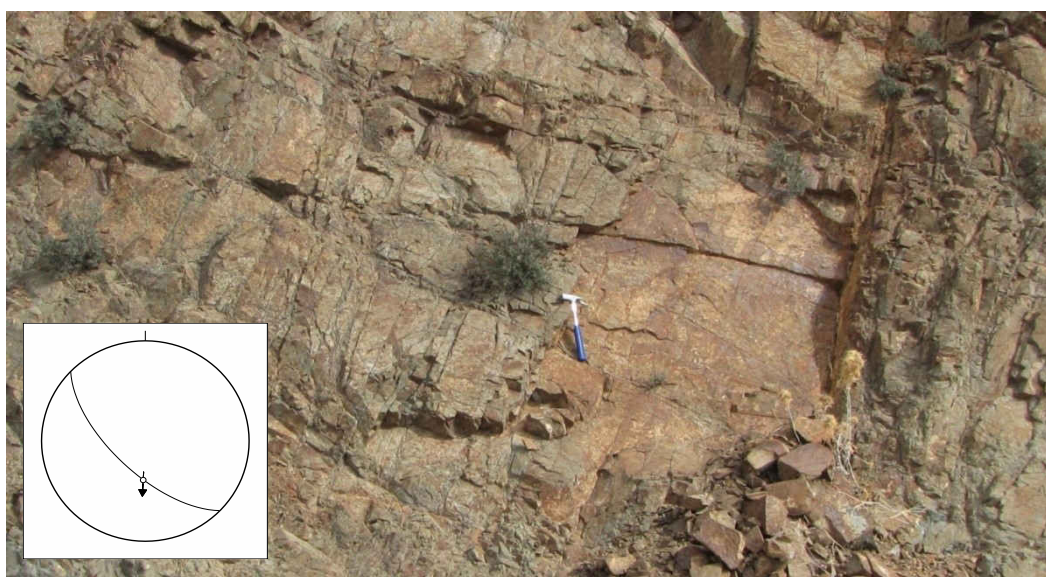
Φωτ. 60. Μεγάλη κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος που κόβει τις λάβες

Ανατολικά του οικισμού της Ερεσού, στη Μονή Πυθαρίου, με την ομώνυμη τεχνητή λίμνη που δημιουργήθηκε με σκοπό την άρδευση, την ύδρευση και την αντιπλημμυρική προστασία της περιοχής, συνεχίστηκε η έρευνα. Τα πυροκλαστικά υλικά και οι λάβες κυριαρχούν και σ' αυτή την περιοχή προκαλώντας έντονα φαινόμενα πυριτίωσης και θερμικής εξαλλοίωσης πάνω στους νεοπαλαιοζωϊκούς κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους του υποβάθρου.



Φωτ. 61. Έντονα τεκτονικά καταπονημένες λάβες

Στην περιοχή αυτή μετρήθηκαν ρηξιγενείς επιφάνειες με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και βύθιση κυρίως προς τα ΝΔ. Στις κατοπτρικές επιφάνειες μετρήθηκαν 2 ομάδες διαφορετικών γραμμώσεων: η πρώτη και παλαιότερη pitch 8° προς ΝΑ και η δεύτερη και νεώτερη 30° προς τα ΝΑ.



Φωτ. 62. Ρηξιγενής επιφάνεια με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, στην Μονή Πυθαρίου

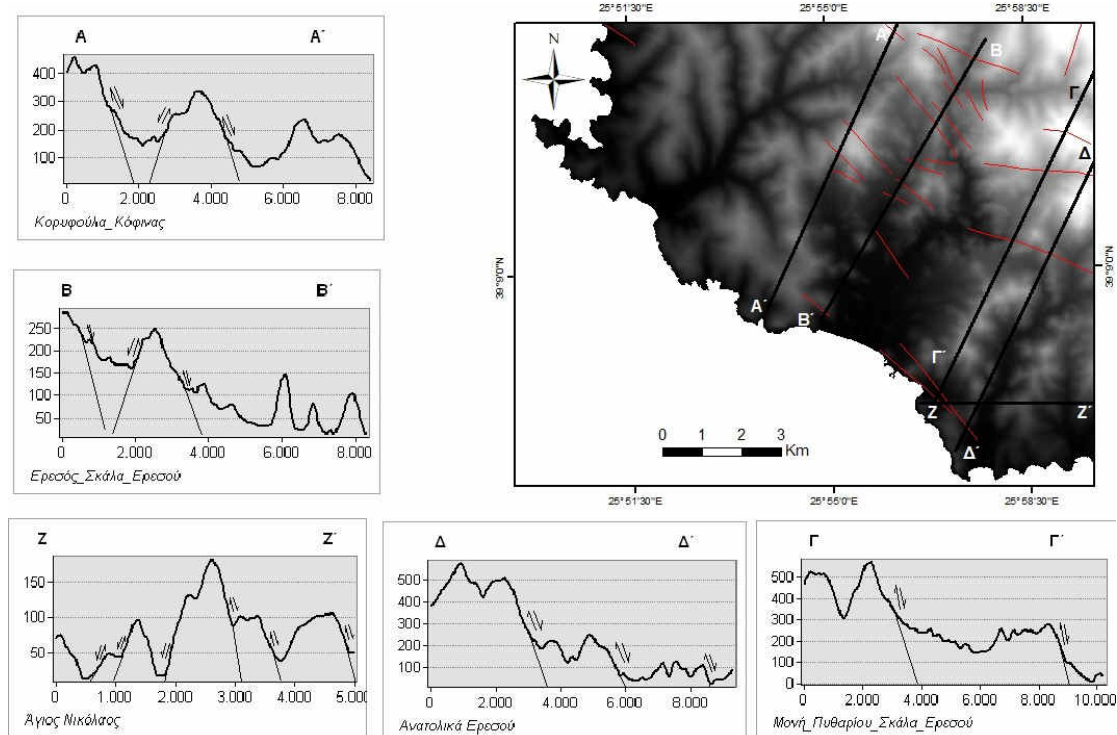


Φωτ. 63. Επιφλοίωμα πάνω στην κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος



Φωτ.64. Αυλακώσεις πάνω στην κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές, τόσο για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο όσο και για την αναγνώριση νέων (Σχ. 53).



Σχ. 53 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής περίπου κάθετα στα ρήγματα της περιοχής Ερεσού. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πρηνές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

Από την κατασκευή των μορφολογικών προέκυψαν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- ✓ Στις περισσότερες τομές το μορφολογικό πρηνές των ρηγμάτων ταυτίζεται με το πρηνές των τομών. Η δράση των ρηγμάτων αυτών με τη βοήθεια της διάβρωσης κυρίως στα πυροκλαστικά υλικά, δημιουργούν μια εικόνα με έντονες ανυψώσεις και ταπεινώσεις του αναγλύφου.
- ✓ Ιδιαίτερα στις τομές κοντά στις ακτές παρατηρείται ταύτιση της διεύθυνσεως των ρηγμάτων με τη διεύθυνση των ακτών. Επίσης, ακόμη και στις περιοχές κοντά στις ακτές, απεικονίζεται η έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα, με τη δημιουργία ηφαιστειακών δόμων.

5.1.2 Περιοχή Ερεσού-Μεσότοπου

Η περιοχή δυτικά από τον οικισμό Μεσότοπου και κατά μήκος του δρόμου Ερεσός-Μεσότοπος, αποτέλεσε τη συνέχεια της έρευνας. Η περιοχή δομείται από τις λάβες της παλαιότερης ηφαιστειακής δραστηριότητας και πυροκλαστικά υλικά. Ηφαιστειακές φλέβες και δόμοι, στην ευρύτερη περιοχή συμπληρώνουν το ηφαιστειακό τοπίο. Τα πυροκλαστικά υλικά καθώς μεταβαίνουμε ανατολικά συνεχώς μειώνονται τόσο σε έκταση όσο και σε πάχος. Η διεύθυνση των φλεβών ταυτίζεται με τη διεύθυνση των ρηγμάτων, διατρυνώντας τα ηφαιστειακά προϊόντα της περιοχής. Τέλος, στην περιοχή

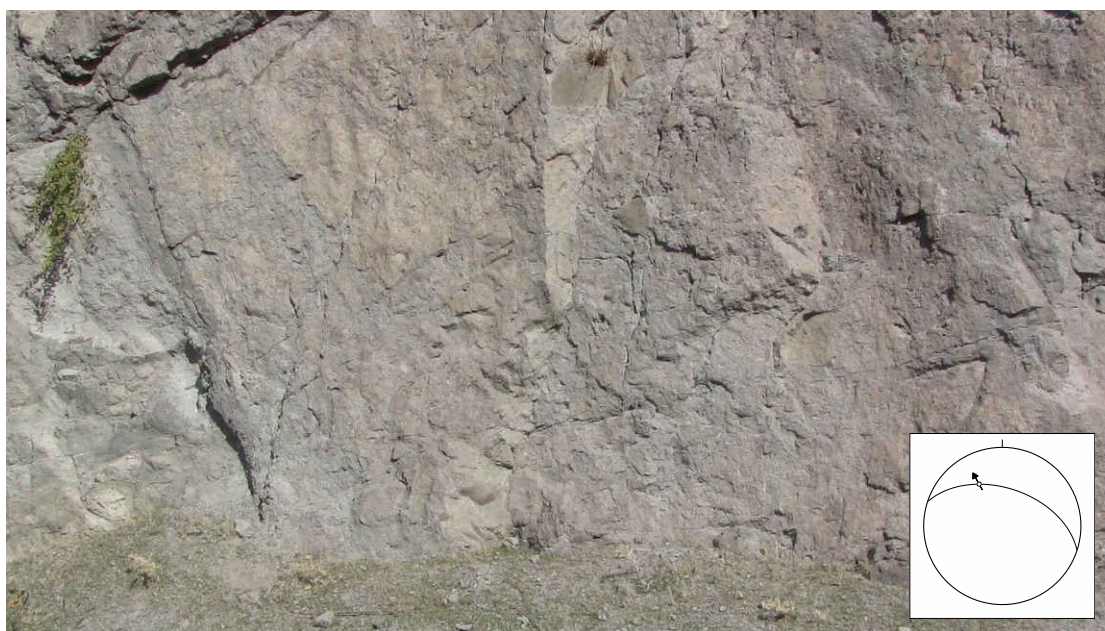
συναντάμε και αλλουβιακές αποθέσεις αποτελούμενα από άμμους, χαλίκια και ποτάμια κροκαλοπαγή καθώς και μικρής έκτασης αργίλους.

Στην περιοχή μετρήθηκαν κυρίως επιφάνειες ρηγμάτων οι οποίες ταξινομήθηκαν σε 3 ομάδες:

- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ
- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ
- Τα ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ

Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, σε πολλά από τα οποία μετρήθηκαν 2 διαφορετικές γενιές γραμμώσεων. Από την πρώτη γενιά και παλαιότερη συμπεραίνουμε αριστερόστροφη κίνηση με ισχυρή οριζότια συνιστώσα ενώ από τη δεύτερη γενιά γραμμώσεων ολίσθησης συμπεραίνουμε κανονική κίνηση.

Τα ρήγματα με διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ τα οποία εντάσσονται στην ομάδα των ρηγμάτων με γενική διεύθυνση Α-Δ. Πρόκειται για πλαγιοκανονικά ρήγματα με αριστερόστροφη συνιστώσα ολίσθησης.



Φωτ. 65. Πλαγιοκανονικό ρήγμα ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης με αριστερόστροφη συνιστώσα, στο δρόμο από Ερεσό για Μεσότοπο



Φωτ. 66. Ρηξιγενής επιφάνεια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης με αποτυπωμένες δύο γενιές γραμμώσεων ολίσθησης, θέση Πορτός



Φωτ. 67. Ρηξιγενής επιφάνεια που φέρνει επαφή πυροκλαστικά υλικά με διαφορετική σύσταση



Φωτ. 68. Ρηξιγενείς επιφάνειες που μετακινούν καθοδηγητικό ορίζοντα μέσα στις πυροκλαστικές ροές



Φωτ. 69. Ρηξιγενής επιφάνεια δεξιόστροφης κίνησης, δυτικά από το Μεσότοπο



Φωτ. 70. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης



Φωτ. 71. Ρηξιγενής επιφάνεια η οποία μετακινεί καθοδηγητικό ορίζοντα

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές, τόσο για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο όσο και για την αναγνώριση νέων ρηγμάτων. Μερικές από τις μορφολογικές τομές αυτής της περιοχής δόθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο που περιγράφει τις ρηξιγενείς επιφάνειες που μετρήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Ερεσού, ενώ οι υπόλοιπες θα παρουσιαστούν στην επόμενη παράγραφο, όπου μελετάται η περιοχή από τον Μεσότοπο μέχρι και τα Παράκοιλα, δηλαδή μέχρι το δυτικό τμήμα του κόλπου της Καλλόνης.

5.1.3 Περιοχή Μεσότοπου-Άγρα-Παράκοιλα

Ανατολικά του οικισμού του Μεσότοπου, την παρουσία των λαβών της παλαιότερης εκδήλωσης ηφαιστειακής δραστηριότητας (Ενότητας Ερεσού) διαδέχεται κυρίως η παρουσία των νεώτερων λαβών (Συκαμιάς). Τα πυροκλαστικά υλικά του σχηματισμού του Σιγρίου, μειώνονται τόσο σε έκταση όσο και σε πάχος, όσο κατεθυνόμαστε ανατολικότερα. Οι λάβες της παλαιότερης ηφαιστειότητας αποκαλύπτονται ανατολικά του οικισμού του Μεσότοπου, κατά θέσεις και σε μικρή έκταση. Από τον οικισμό του Μεσότοπου και νότια μέχρι την παραλία Ταβάρη και Ποδαρά, η περιοχή αποτελεί την ομώνυμη καλδέρα και η οποία συνδέεται με τη νεώτερη ηφαιστειακή δραστηριότητα στο νησί η οποία ξεκίνησε πριν από 17 εκατομμύρια χρόνια. Το ηφαίστειο αυτό αποτελεί τον χώρο τροφοδοσίας υλικών τόσο του σχηματισμού του Σιγρίου όσο και των ιγνιμβριτικών καλυμμάτων της περιοχής.

Συνεχίζοντας ανατολικότερα, συναντάμε τη δυτική εσωτερική πλευρά της καλντέρας του Άγρα. Οι λόφοι γύρω από τον οικισμό της Άγρας, όπου είναι κτισμένος ο οικισμός, οριοθετούν το περίγραμμα της. Η καλντέρα είναι κομμένη από την έντονη τεκτονική δραστηριότητα της περιοχής.

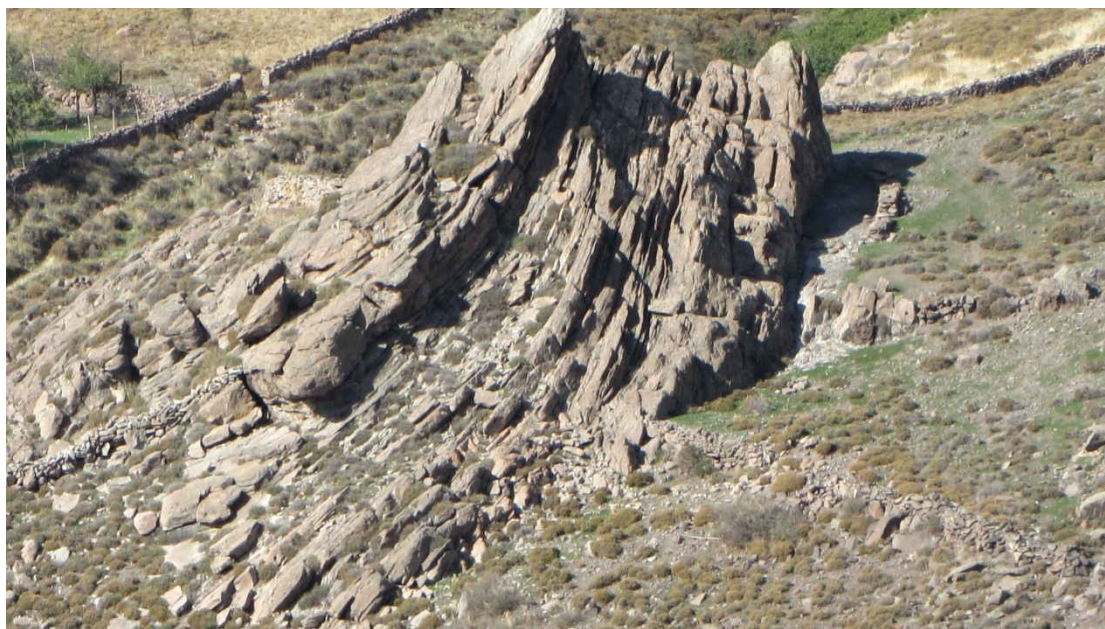


Φωτ. 72. Οι λόφοι γύρω από τον οικισμό Άγρα αποτελούν τα όρια της καλδέρας, του ομώνυμου ηφαιστείου.

Οι ρηξιγενείς επιφάνειες που μετρήθηκαν στην περιοχή ταξινομήθηκαν στις παρακάτω ομάδες:

- Τα ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης
- Τα ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης
- Τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ

Στις ρηξιγενείς επιφάνειες με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και σχεδόν κατακόρυφη κλίση, μετρήθηκαν γραμμώσεις ολίσθησης που φανερώνουν ρήγματα πλαγιοκανονικά. Στον μεγαλύτερο αριθμό τους τα ρήγματα εμφανίζουν δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης. Επίσης σε μερικά από αυτά αναγνωρίστηκε και μία σχεδόν dip slip γράμμωση ολίσθησης που φαίνεται ότι αποτελεί την νεώτερη κίνηση ως προς την προηγούμενη.



Φωτ. 73. Λάβες, νότια του Μεσότοπου, όπου φαίνεται η ανοδική κίνηση του μάγματος



Φωτ. 74. Ηφαιστειακός δόμος, νοτιοδυτικά από τον Μεσότοπο

Μία δεύτερη ομάδα ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ αποτελούν τα πλαγιοκανονικά ρήγματα με αριστερόστροφη συνιστώσα.

Στα νεότερα σχεδόν Α-Δ διεύθυνσης πλαγιοκανονικά ρήγματα μετρήθηκαν γραμμώσεις ολίσθησης δεξιόστροφης συνιστώσας, κυρίως στις παράκτιες περιοχές και κατά μήκος της τομής του δρόμου από τον Μεσότοπο έως και τον Άγρα. Ανατολικότερα και πλησιάζοντας τον δυτικό τμήμα του κόλπου της Καλλονής, κοντά στην παραλία του Κούκουμου μετρήθηκε ρήγμα με διεύθυνση Α-Δ και αριστερόστροφη συνιστώσα ολίσθησης.



Φωτ. 75. Ρηξιγενείς επιφάνειες που μετατοπίζουν τα πυροκλαστικά υλικά, Μεσότοπος



Φωτ. 76. Ρηξιγενής επιφάνεια, περιοχή Ποδαράς ΝΝΑ του Μεσότοπου



Φωτ. 77. Κατοπτρική επιφάνεια με σχηματισμό επιφλοιώματος



Φωτ. 78. Ρηξιγενής επιφάνεια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης με κανονική συνιστώσα ολίσθησης, παραλία Ποδαρά



Φωτ. 79. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με σχηματισμό ασβεστιτικού επιφλοιώματος



Φωτ. 80. Γράμμωση ολίσθησης αποτυπωμένη πάνω στην επιφάνεια ρήγματος



Φωτ. 81. Πτεροειδείς ρωγμώσεις αποτέλεσμα των διατμητικών τάσεων του εφελκυσμού μέσα στη ζώνη του ρήγματος



Φωτ. 82. Ρήγμα στην περιοχή Ποδαρά, με το σχηματισμό ζώνης κατακλαστίτη



Φωτ. 83. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με αποτυπωμένη τη γράμμωση ολίσθησης



Φωτ. 84. Ρηξιγενή επιφάνεια κανονικού ρήγματος που κόβει πλαγιοκανονικό ρήγμα με ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα (σφυρί)



Φωτ. 85. Ρηξιγενής επιφάνεια, ΝΔ από τα Παράκοιλα



Φωτ. 86. Γράμμωση ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος και δημιουργία χαρακτηριστικών steps



Φωτ. 87. Ρήγμα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης με ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης



Φωτ. 88. Ρηξιγενής επιφάνεια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης με δεξιόστροφη συνιστώσα, βόρεια από τον Άγρα

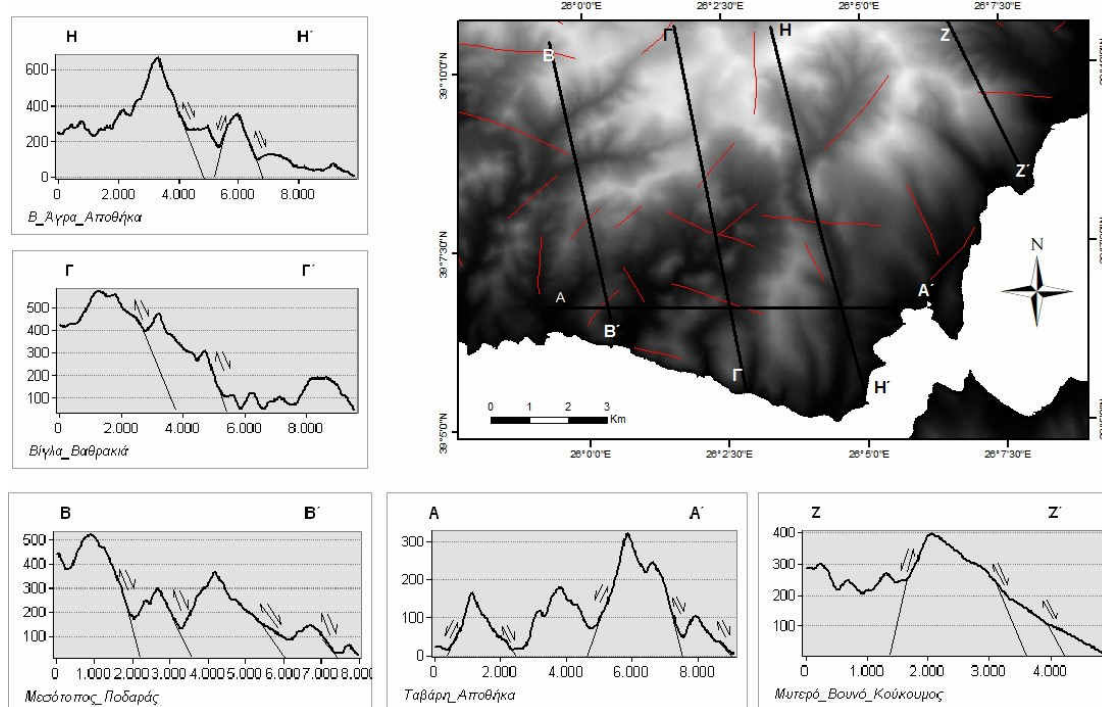


Φωτ. 89. Ρήγμα BBA-NNΔ διεύθυνσης με κανονική συνιστώσα, NA της Ανεμότητας



Φωτ. 90. Ρηξιγενής επιφάνεια δημιουργεί αναβαθμίδα, στην παράκτια περιοχή του δυτικού τμήματος του κόλπου της Καλλονής

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές, τόσο για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο όσο και για την αναγνώριση νέων.



Σχ. 54 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής από τον Μεσότοπο μέχρι τα Παράκοιλα. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πρηνές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

Από την κατασκευή των μορφολογικών τομών προέκυψαν τα εξής συμπεράσματα:

- ✓ Στις περισσότερες μορφολογικές τομές, τα πρηνή των ρηγμάτων ταυτίζονται με τα μορφολογικά πρηνή των τομών.
- ✓ Στις μορφολογικές τομές αποτυπώνεται το έντονο ηφαιστειακό μορφοανάγλυφο της περιοχής με την απεικόνιση των ηφαιστειακών δόμων. Στην ΗΗ' απεικονίζεται η καλντέρα της Άγρας, η οποία κόβεται το νότιο τμήμα της από μεταπτωτικό ρήγμα.
- ✓ Στις τομές ΒΒ', ΓΓ', ΗΗ' απεικονίζεται η σταδιακή ταπείνωση του αναγλύφου από τα ΒΔ προς τα ΝΑ, η οποία ελαττώνεται συνεχώς καθώς πλησιάζουμε στην παράκτια ζώνη.
- ✓ Στο ανατολικό τμήμα της τομής ΖΖ' η δράση των αντιθετικών ρηγμάτων που υπάρχουν στην περιοχή δημιουργούν ένα τεκτονικό κέρας ενώ ανατολικότερα πλησιάζοντας τη ρηξιγενή ζώνη της Κεντρικής Λέσβου, τα μεταπτωτικά ρήγματα με βύθιση προς τα ανατολικά ταπεινώνουν το ανάγλυφο.

5.2 Ρηξιγενείς επιφάνειες στη Νότια Λέσβο (Ανατολικά από τον Κόλπο της Καλλονής)

Μεταβαίνοντας ανατολικότερα η έρευνα συνεχίστηκε στο ανατολικό τμήμα του κόλπου της Καλλονής. Στην περιοχή αυτή η στρωματογραφική στήλη της περιοχής διαφοροποιείται κυρίως από την παρουσία:

- Πετρωμάτων του υποβάθρου
- Του καλύμματος ιγκνιμβρίτη του Πολιχνίτου
- Των Νεογενών ιζημάτων της περιοχής Πολιχνίτου
- Αποθέσεις Πλειστοκαινικής ηλικίας που καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση στην ιδιαίτερα στην περιοχή Βρίσας-Βατερών.
- Τα πυροκλαστικά υλικά καταλαμβάνουν μικρή έκταση και εμφανίζουν μικρό πάχος

Πραγματοποιώντας γεωλογικές τομές στην υπό έρευνα περιοχή, μετρήθηκαν ρηξιγενείς επιφάνειες σε διάφορες θέσεις. Παρακάτω παραθέτουμε τα κυριότερα από αυτά τα δεδομένα υπαίθρου, για κάθε περιοχή ξεχωριστά.

5.2.1 Ρηξιγενείς επιφάνειες στην περιοχή της Αχλαδεράς

Στην περιοχή της Αχλαδεράς, που βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της ανατολικής πλευράς του κόλπου της Καλλονής, μετρήθηκαν ρήγματα. Η στρωματογραφική στήλη της περιοχής συμπληρώνεται από την παρουσία στη βάση της των οφιολιθικών πετρωμάτων, του ιγκνιμβρίτη καθώς επίσης και από υλικά που γεμίζουν τις αλλούβιες πεδιάδες της περιοχής, όπως άμμοι, άργιλοι και άλλες παράκτιες αποθέσεις.

Η περιοχή αυτή βρίσκεται πολύ κοντά στην αρχαία Πύρρα, έναν οικισμό-λιμάνι με μεγάλη ανάπτυξη στην αρχαιότητα, που καταστράφηκε από σεισμό. Αυτό αποδεικνύεται από το γεγονός ότι ο αρχαίος οικισμός βρίσκεται σήμερα κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Η διαβρωτική δράση της θάλασσας, δημιουργεί πρόβλημα στον εντοπισμό γραμμώσεων ολίσθησης πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες, οι οποίες εντοπίζονται κυρίως μέσα στα οφιολιθικά πετρώματα.

Έτσι λοιπόν, η μελέτη επικεντρώθηκε στην περιοχή κατά μήκος του δρόμου Αχλαδεράς-Πολιχνίτου, κυρίως μέσα στον ιγκνιμβρίτη που καλύπτει μία περιοχή ζώνης μεγάλου πλάτους, η οποία ξεκινά από τον Πολιχνίτο και καταλήγει στον Μανταμάδο και βρίσκεται τοποθετημένη πάνω στα υπερβασικά πετρώματα του οφιολιθικού συμπλέγματος. Αποτελείται από εναλλαγές ρυολίθων με τόφφους και τέφρα, όπου σε χρονολόγηση που έλαβε χώρα σε ρυόλιθο προσδιορίστηκε ηλικία περίπου 17,2 Ma.



Φωτ. 91. Χαρακτηριστικές φλόγες μέσα στον ιγκνιμβρίτη, Αχλαδερή

Τα ρήγματα που μετρήθηκαν, μπορούν να ταξινομηθούν στις ακόλουθες ομάδες:

- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΔ-ΝΑ
- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ
- Τα ρήγματα με διεύθυνση σχεδόν Α-Δ



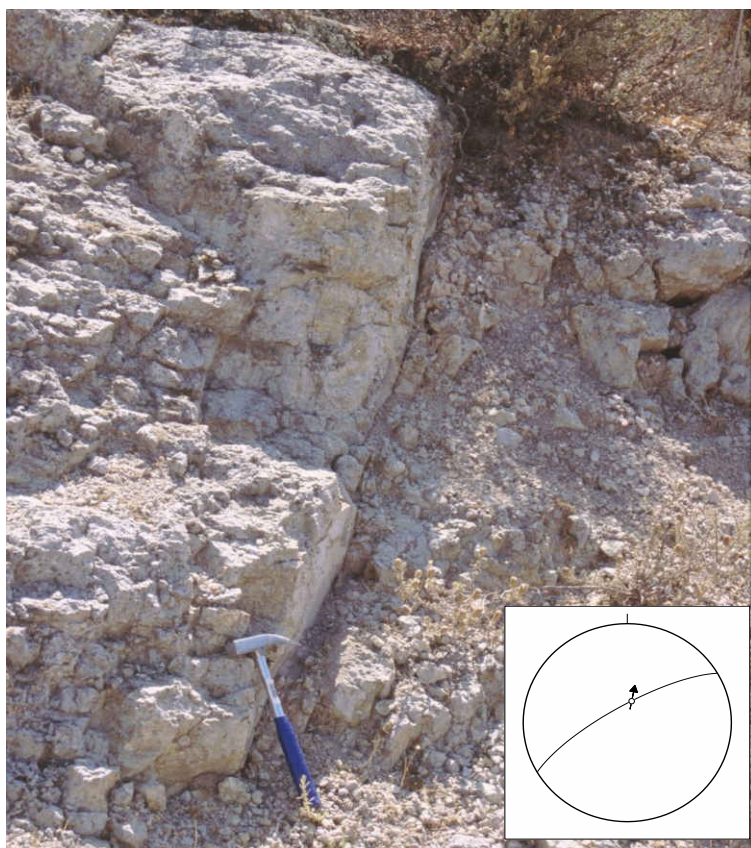
Φωτ. 92. Ρηξιγενής επιφάνεια Α-Δ διεύθυνσης με κανονική συνιστώσα ολίσθησης, στην περιοχή της Αχλαδεράς

Στα ρήγματα με ΒΒΔ διεύθυνση αναγνωρίστηκαν 2 γραμμώσεις ολίσθησης: η μία πλαγιοκανονική με αριστερόστροφη ολίσθηση που είναι και παλαιότερη και η δεύτερη πλαγιοκανονική με δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης. Η συλλογή των τεκτονικών μετρήσεων για τον χαρακτηρισμό του είδους της κίνησης των ρηγμάτων έλαβε χώρα κυρίως στον ιγκνιμβρίτη.

Επίσης στην περιοχή ΝΔ από την Αχλαδερή συναντούμε τα νεογενή ιζήματα λιμναίου περιβάλλοντος τα οποία εναλλάσσονται με τα πυροκλαστικά υλικά. Μέσα στα ιζήματα αυτά μετρήθηκαν ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ καθώς και μία μικρότερη ομάδα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης. Στις επιφάνειες των ρηγμάτων αυτών δεν μπόρεσε να προσδιοριστεί γράμμωση ολίσθησης. Αυτά τα ρήγματα πιθανόν να σχετίζονται με την ηφαιστειακή δραστηριότητα που έλαβε χώρα στο Ανώτερο Πλειόκαινο στην περιοχή.



Φωτ. 92. Ρηξιγενής επιφάνεια με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και κανονική γράμμωση ολίσθησης, Αχλαδερή

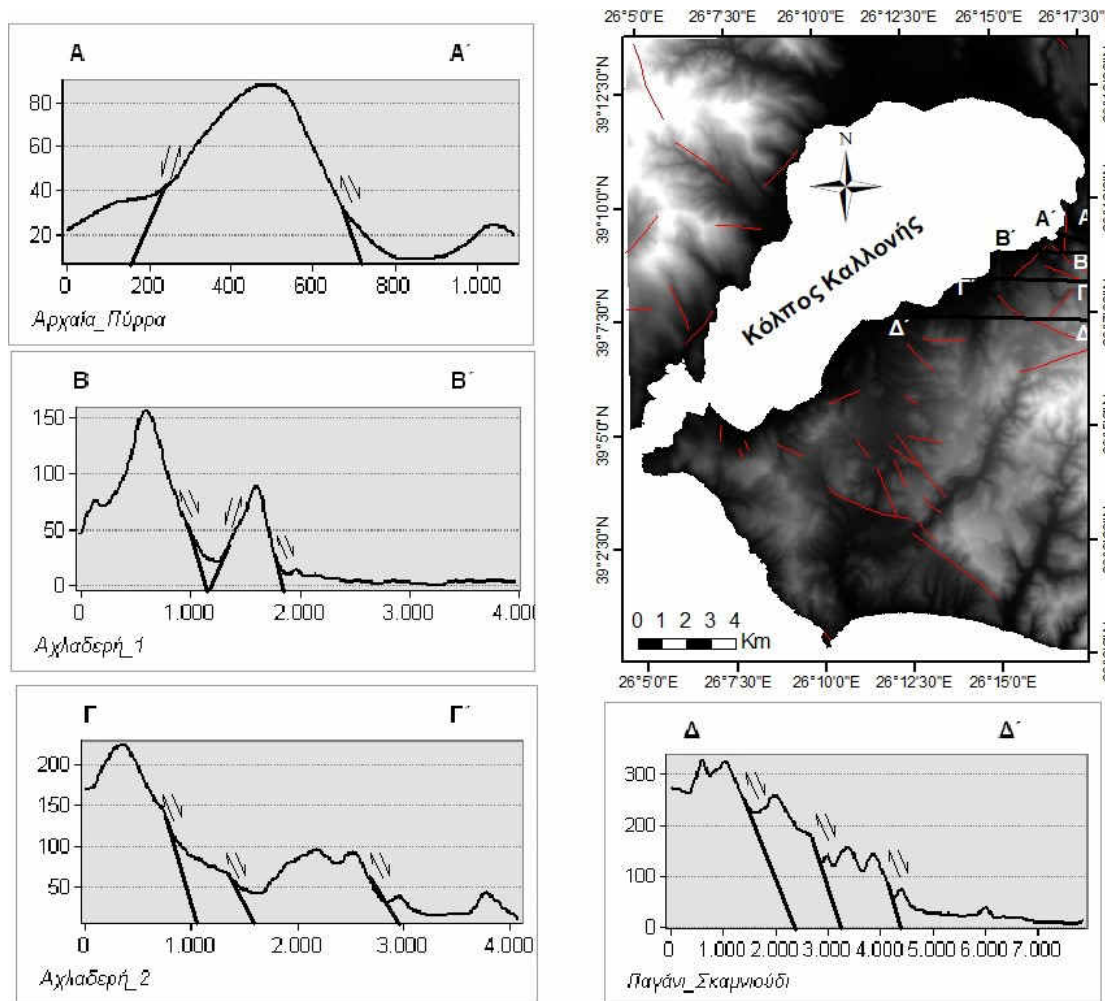


Φωτ. 93. Ρηξιγενής επιφάνεια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, νότια από την Αχλαδερή

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές, τόσο για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο όσο και για την αναγνώριση νέων.

Από την κατασκευή των μορφολογικών τομών (Σχ. 55) προέκυψαν τα εξής συμπεράσματα:

- ✓ Στις περισσότερες μορφολογικές τομές, τα πρηνή των ρηγμάτων ταυτίζονται με τα μορφολογικά πρηνή των τομών.
- ✓ Στις μορφολογικές τομές ΑΑ', ΒΒ', ΓΓ', ΔΔ', με προσανατολισμό Α-Δ, αποτυπώνεται η σταδιακή βύθιση αναγλύφου του προς τα δυτικά. Ιδιαίτερα στην τομή ΑΑ' απεικονίζεται το ρήγμα με διεύθυνση Β-Ν, που θεωρείται υπεύθυνο για την καταστροφή του αρχαίου οικισμού της Πύρρας.



Σχ. 55 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM στην Αχλαδερή, ΒΑ τμήμα του κόλπου της Καλλονής. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό πρηνές με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

5.2.2 Περιοχή Πολιχνίτου

Στην ευρύτερη περιοχή του Πολιχνίτου, μία περιοχή με ιδιαίτερο ενδιαφέρον εξαιτίας του μεγάλου γεωθερμικού πεδίου, αποτέλεσε τη συνέχεια της έρευνας.

Η περιοχή γύρω από τον οικισμό του Πολιχνίτου κυριαρχείται από τον ιγκνιμβρίτη, ο οποίος βρίσκεται τοποθετημένος πάνω στους οφιολίθους. Η διάβρωση του ιγκνιμβρίτη φανερώνει κατά θέσεις τα οφιολιθικά πετρώματα, όπως ΝΑ από τον οικισμό του Πολιχνίτου. Η στρωματογραφική στήλη της περιοχής συμπληρώνεται από τα ηφαιστειακά πετρώματα, όπως τα βασαλτικά κροκαλοπαγή που βρίσκονται πάνω στο ιγκνιμβρίτη και τα υπερκείμενα πυροκλαστικά υλικά, τα οποία στην περιοχή αυτή εμφανίζουν μικρό πάχος, μερικών δεκάδων μέτρων. Τέλος η στρωματογραφική στήλη της περιοχής ολοκληρώνεται από τα νεογενή και τα τεταρτογενή ιζήματα.

Στην περιοχή του Πολιχνίτου, όπως προαναφέρθηκε, από την περιοχή νότια της Αχλαδεράς, υπάρχουν σε μεγάλη έκταση νεογενή ιζήματα, Πλειοκαινικής ηλικίας, τα οποία συνδέονται στρωματογραφικά με τα προϊόντα της ηφαιστειακής δραστηριότητας, τα πυροκλαστικά υλικά, που υπάρχουν στην περιοχή. Έτσι στην περιοχή απαντώνται ξανά σε μεγάλη έκταση τα νεογενή ιζήματα. Πρόκειται για μάργες και τοφίτες, στους οποίους παρεμβάλλονται τόσο ενδιάμεσα όσο και προς τα πάνω ασβεστόλιθοι λιμναίου περιβάλλοντος, λευκού χρώματος μερικώς πυριτιωμένοι. Τα ιζήματα αυτά εναλλάσσονται με πυροκλαστικά υλικά, δημιουργώντας τις περισσότερες φορές μία πολύπλοκη εικόνα. Στα κατώτερα τμήματα του λιμναίου σχηματισμού, τα οποία αποτελούν και τα παλαιότερα ιζήματα με πιθανή την Ανω-Μειοκαινική ηλικία εναλλάσσονται με πυροκλαστικά υλικά. Προς τα πάνω ο σχηματισμός αυτός με το ηφαιστειοιζηματογενή χαρακτήρα, μεταβαίνει σε σχηματισμό λιμναίων ιζημάτων, αποτελούμενος από εναλλαγές μαργών και μαργαϊκών ασβεστολίθων. Η ηλικία των ιζημάτων της ευρύτερης περιοχής του Πολιχνίτου είναι νεώτερη από αυτή των νεογενών ιζημάτων του Γαβαθά, τα οποία τοποθετούνται στο ανώτερο τμήμα στις αρχές του Μειοκαίνου (Koufos G. et al., 2003).

Τα νεογενή ιζήματα καλύπτονται τις περισσότερες φορές από τις αλλουβιακές αποθέσεις του Ολοκαίνου, οι οποίες περιλαμβάνουν χαλαρά κροκαλοπαγή καθώς και λατυποπαγή, άμμους και αργίλους. Οι αποθέσεις αυτές που καταλαμβάνουν κυρίως μεγάλη έκταση στις παράκτιες περιοχές, στην περιοχή του Πολιχνίτου βρίσκονται ανατολικά από τον οικισμό, δημιουργώντας μια μικρή αλλουβιακή πεδιάδα.

Στην περιοχή μετρήθηκαν ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης τα οποία μπορούν να ταξινομηθούν στις παρακάτω ομάδες:

- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ
- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ τα οποία ανήκουν στα ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ.

Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και διεύθυνση κλίσης προς τα ΝΔ χαρακτηρίζονται ως κανονικά (dip slip) όπως επίσης και τα αντιθετικά τους ρήγματα.

Σε μερικές από αυτές τις κατοπτρικές επιφάνειες των ρηγμάτων αναγνωρίστηκαν γραμμώσεις ολίσθησης ενώ σε άλλες κατέστη αδύνατο λόγω της έντονης υδροθερμικής εξαλλοίωσης των πετρωμάτων.

Η δεύτερη ομάδα ρηξιγενών επιφανειών που μετρήθηκε ήταν τα ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης ρήγματα με βύθιση προς τα ΝΔ. Στα ρήγματα μετρήθηκε γράμμωση ολίσθησης, pitch 8° - 20° και βύθιση προς τα ΝΑ, υποδεικνύοντας έτσι αριστερόστροφη συνιστώσα στην κίνηση.



Φωτ. 94. Ρηξιγενής επιφάνεια δημιουργεί αναβαθμίδα, Πολυχνίτος



Φωτ. 95. Ρηξιγενής επιφάνεια ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης, Πολυχνίτος



Φωτ. 96. Ρηξιγενής επιφάνεια ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης, Πολυχνίτος



Φωτ. 97. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με αποτυπωμένη τη γραμμωση ολίσθησης

Στην περιοχή αυτή παρουσιάζεται και η επιφανειακή εκδήλωση των θερμών πηγών του Πολιχνίτου.



Φωτ. 98. Πηγές Πολιχνίτου, στην τομή ρεμάτων



Φωτ. 99. Κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος με αποτυπωμένη τη γραμμωση ολίσθησης

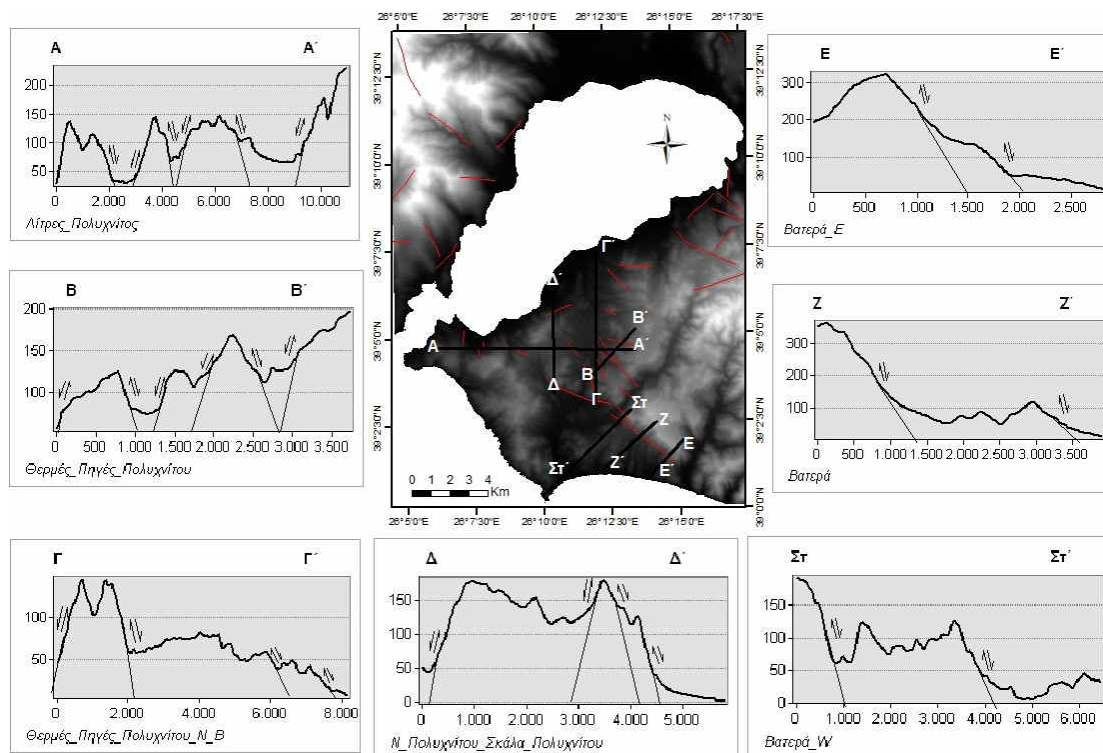


Φωτ. 100. Ρηξιγενής επιφάνεια ΒΔ-ΝΑ αριστερόστροφης κίνησης



Φωτ. 101. Κατοπτρική επιφάνεια με αποτυπωμένη γράμμωση ολίσθησης

Τέλος με τη βοήθεια του μοντέλου ψηφιακού αναγλύφου κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές, τόσο για ταυτοποίηση των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο όσο και για την αναγνώριση νέων.



Σχ. 56 Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες στο DEM της περιοχής του Πολυχνίτου. Στις περισσότερες τομές φαίνεται να ταυτίζεται το μορφολογικό προφίλ με τα ρήγματα, ενώ σε άλλες τοποθετούνται στις μορφολογικές τομές ως πιθανά (με μαύρες γραμμές απεικονίζονται οι μορφολογικές τομές ενώ με κόκκινο τα ρήγματα)

Από την κατασκευή των μορφολογικών τομών προέκυψαν τα εξής συμπεράσματα:

- ✓ Στις περισσότερες μορφολογικές τομές, τα προφίλ των ρηγμάτων ταυτίζονται με τα μορφολογικά προφίλ των τομών.
- ✓ Στις τομές ΑΑ', ΒΒ' και ΓΓ' απεικονίζεται η έντονη τεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή. Ιδιαίτερα στις τομές ΒΒ' και ΓΓ', ανατολικά του οικισμού του Πολυχνίτου, εντοπίζουμε ρήγματα αντιθετικά σε μικρή απόσταση μεταξύ τους, τα οποία οδηγούν το νερό της περιοχής σε μεγάλα βάθη.
- ✓ Στην τομή ΔΔ' απεικονίζεται η απότομη ταπείνωση του αναγλύφου προς τον κόλπο της Καλλονής, με τη δράση 2 διαδοχικών μεταπρωτικών ρηγμάτων.

5.2.3 Περιοχή Βρίσας-Βατερών

Στη συνέχεια μελετήθηκε η περιοχή ανάμεσα στους οικισμούς Βρίσας-Βατερών. Στην περιοχή αυτή κυριαρχεί το μεγάλο σε μήκος χαρτογραφημένο ρήγμα, μεγαλύτερο από 10Km (Hecht, 1972), το οποίο συνεχίζει προς τα ΒΔ προς τον οικισμό του Πολιχνίτου. Οι μεταλικοί σχηματισμοί, καθώς και μικρές εμφανίσεις του αλπικού υποβάθρου δομούν τη στρωματογραφική στήλη της περιοχής. Το ρήγμα αυτό έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, γωνία κλίσης 65° - 75° και βυθίζεται προς τα ΝΔ και χαρακτηρίζεται ως μεταπτωτικό.

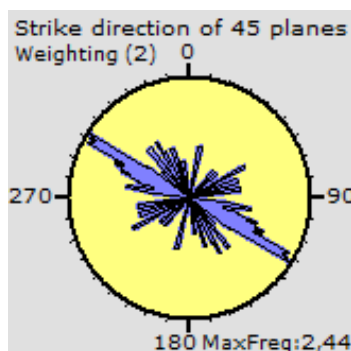
Τα ακόλουθα στοιχεία υπαίθρου συνδυάστηκαν για την αναγνώριση του παραπάνω ρήγματος στην περιοχή:

- Η παρουσία των κροκαλοπαγών μεγάλης έκτασης, προς το νότο
- Η απότομη διακοπή της εμφάνισης του ιγκνιμβρίτη
- Η δημιουργία μορφολογικής αναβαθμίδας

Τα ρήγμα αυτό αποτελεί συνέχεια του υποθαλάσσιου ρήγματος, το οποίο θεωρείται υπεύθυνο για το σεισμό μεγέθους $M 6.3$ που έλαβε χώρα στις 12 Ιουνίου του 2017, και έτσι μπορεί να χαρακτηριστεί ως ενεργό.

Έτσι η έρευνα συνεχίστηκε στον ευρύτερο περιοχή της Βρίσας και συγκεκριμένα ΒΑ από τον οικισμό, κατά μήκος του ρέματος στην περιοχή Λιβάδια. Στην περιοχή αυτή τα υπερβασικά πετρώματα του υποβάθρου καλύπτονται από τις αλλουβιακές αποθέσεις.

Έτσι λοιπόν μετρήθηκε μία ομάδα ρηγμάτων ΒΔ-ΝΑ και ΝΔ διεύθυνσης κλίσης, μία δεύτερη ομάδα ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ τα οποία βυθίζονται προς τα ΒΑ καθώς επίσης και μία μικρότερη ομάδα ρηγμάτων ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης.



Σχ. 57 Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των ρηγμάτων που μετρήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή των Βατερών, όπου διακρίνεται η κύρια ομάδα ρηγμάτων ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης.

Στην πρώτη ομάδα ρηγμάτων, με την οποία ταιριάζει και το ρήγμα Βρίσας-Βατερών που ενεργοποιήθηκε το 2017, μετρήθηκε γράμμωση pitch 75° ΒΒΔ. Το ρήγμα αυτό σταματά ουσιαστικά την εξάπλωση του ιγκνιμβρίτη, ο οποίος δομεί το μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής βόρεια από τον οικισμό της Βρίσας, ενώ προς το νότο η περιοχή

καλύπτεται από τα κροκαλοπαγή Πλειστοκαινικής ηλικίας, τα οποία παρουσιάζονται μόνο σ' αυτή την περιοχή του νησιού, μεταξύ των οικισμών Βρίσας και Βατερρά. Το μεγάλο πάχος αυτών είχε αποτέλεσμα τη δυσκολία εντοπισμού κατοπτρικών επιφανειών του ρήγματος. Οι γραμμώσεις ολίσθησης επίσης ήταν δύσκολο να εντοπισθούν εξαιτίας του μεγάλου βαθμού αποσάρθρωσης των πετρωμάτων.



Φωτ. 102. Τομή μεγάλου πάχους με τον χαρακτηριστικό σχηματισμό των κροκαλοπαγούς των Βατερρών

Η ομάδα των ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ αποτελείται από μεταπτωτικά ρήγματα, τα οποία όπως θα αναλυθεί στο επόμενο κεφάλαιο δημιουργήθηκαν από ένα εφελκυστικό πεδίο με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Στα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ μετρήθηκαν γραμμώσεις ολίσθησης τόσο δεξιόστροφης όσο και αριστερόστροφης συνιστώσας, ενώ στα ρήγματα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ μετρήθηκαν γραμμώσεις ολίσθησης δεξιόστροφης συνιστώσας. Επίσης κανονικά ρήγματα χαρακτηρίζονται και τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ.



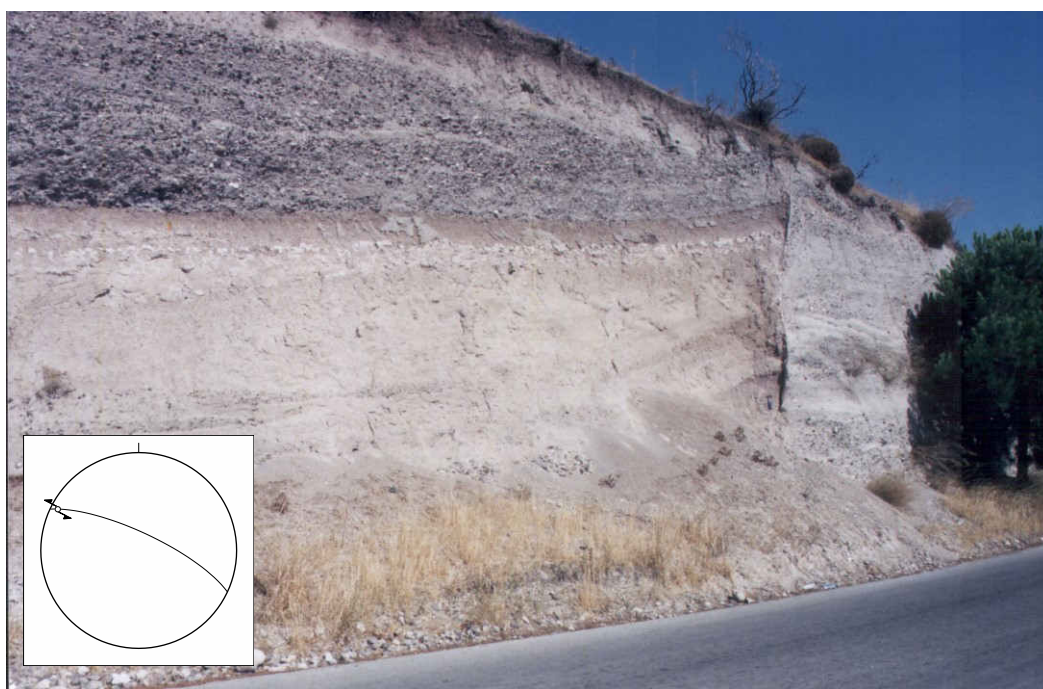
Φωτ. 103. Τεκτονική αναβαθμίδα από το ρήγμα Βρίσας -Βατερών



Φωτ. 104. Ιζήματα Πλειοκαίνου, Δ. παραλία Βατερών



Φωτ.105. Ρηξιγενής επιφάνεια με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, δυτική παραλία Βατερρά



Φωτ. 106. Ρηξιγενής επιφάνεια με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ αριστερόστροφης κίνησης, στην τομή του δρόμου από Πολυχνίτο-Βατερρά

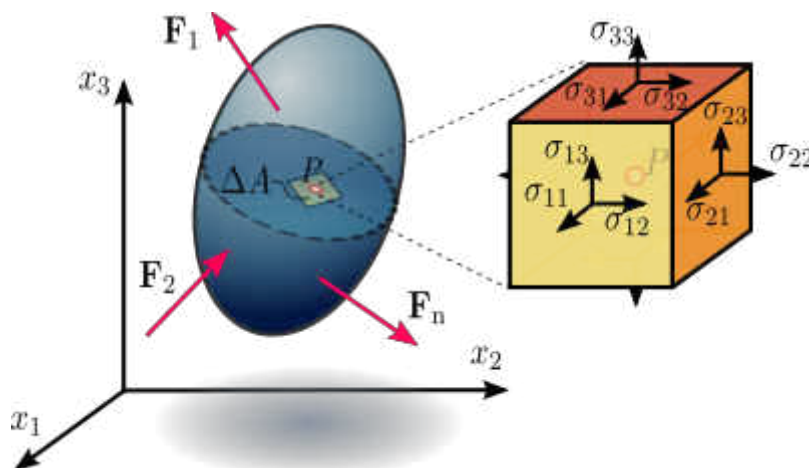


Φωτ. 107. Ρηξιγενής επιφάνεια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης επηρεάζει τους οφιόλιθους, ΒΑ Βρίσας

6 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

6.1 ΤΑΣΗ

Οι δυνάμεις που ασκούνται σ' ένα σώμα, διακρίνονται σε εσωτερικές και εξωτερικές. Σύμφωνα με τον πρώτο νόμο της Μηχανικής, κάθε σώμα το οποίο βρίσκεται μέσα σε ένα αδρανειακό σύστημα, ισορροπεί όταν η συνισταμένη των δυνάμεων που ασκείται σ' αυτό ισούται με 0. Όταν οι εξωτερικές δυνάμεις είναι μεγαλύτερες από τις εσωτερικές τότε παύει να ισχύει η παραπάνω ισορροπία. Θεωρώντας μία μικρή-μοναδιαία επιφάνεια (P) μέσα σ' ένα σώμα, μπορούμε να αντικαταστήσουμε τις δυνάμεις που δέχεται αυτή η επιφάνεια με μία δύναμη (συνισταμένη). Η δύναμη που ασκείται κάθετα ανά μονάδα επιφανείας, ονομάζεται τάση. Ως δύναμη, επομένως όταν δρα υπό γωνία πάνω σ' ένα επίπεδο μπορεί να αναλυθεί σε ορθή και διαμητική τάση, κάθετα και παράλληλα στο επίπεδο αντίστοιχα. Έτσι συμπεραίνουμε ότι η τάση αποτελεί ένα εννιαδιάστατο διάνυσμα.



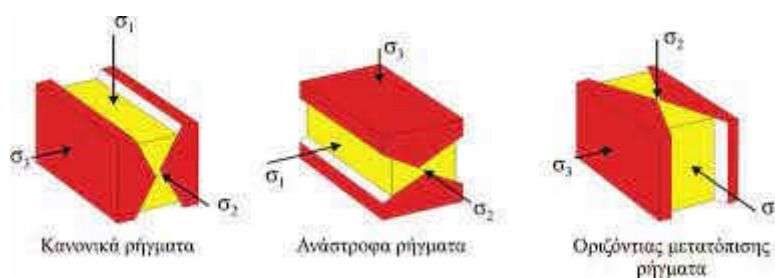
Σχ. 58: Οι συνιστώσες της τάσης που δρουν πάνω σε μια μοναδιαία επιφάνεια ενός στερεού σώματος, αναλυμένες σε τρισσορθογώνιο σύστημα αξόνων (Nash W. A., 1977)

Έχει αποδειχθεί ότι για κάθε σημείο σώματος υπάρχουν τρία κάθετα μεταξύ τους επίπεδα, τα κύρια επίπεδα τάσης (Παυλίδης-Μουντράκης, 1994) στα οποία οι διαμητικές τάσεις είναι 0. Στα τρία αυτά επίπεδα ασκούνται μόνο κάθετες τάσεις, σχηματίζοντας έτσι τους κύριους άξονες της τάσης. Οι τρεις κάθετες τάσεις, που ασκούνται στα τρία αυτά συγκεκριμένα επίπεδα, έχουν τις διευθύνσεις των τριών κύριων αξόνων τάσης και λέγονται κύριες συνιστώσες τάσης (Παπαζάχος, 1997).

Η γραφική αναπαράσταση αυτών των τριών κύριων συνιστωσών τάσης, σ_1 , σ_2 , σ_3 διαφοροποιείται με βάση το είδος της παραμόρφωσης που λαμβάνει χώρα στο σημείο μέσα στο σώμα. Στη γεωλογία θεωρείται σ_1 η μέγιστη κύρια τάση, σ_2 η ενδιάμεση κύρια τάση και σ_3 η ελάχιστη κύρια τάση (Παυλίδης-Μουντράκης, 1994).

6.2 ΠΕΔΙΟ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ

Υπήρξαν διάφορες θεωρίες που υποστήριζαν τη σχέση της τάσης με την παραμόρφωση των πετρωμάτων, η πρώτη όμως προσπάθεια συσχέτισης των αξόνων της τάσης με τη δημιουργία των ρηγμάτων έγινε από τον Anderson. Ο διαχωρισμός των ρηγμάτων σε διαφορετικές ομάδες προκειμένου να καθορισθεί το πεδίο των τάσεων στηρίχθηκαν σε μεθόδους, σύμφωνα πάντα με ακριβείς διαδικασίες (Angelier 1991, 1994, Dunn & Hancock, 1994). Οι διαδικασίες έχουν αφετηρία την υπόθεση του Bott (1959) ότι η μετατόπιση πάνω σε μία ρηξιγενή επιφάνεια πραγματοποιείται πάνω στη διεύθυνση της μέγιστης διατμητικής τάσης.

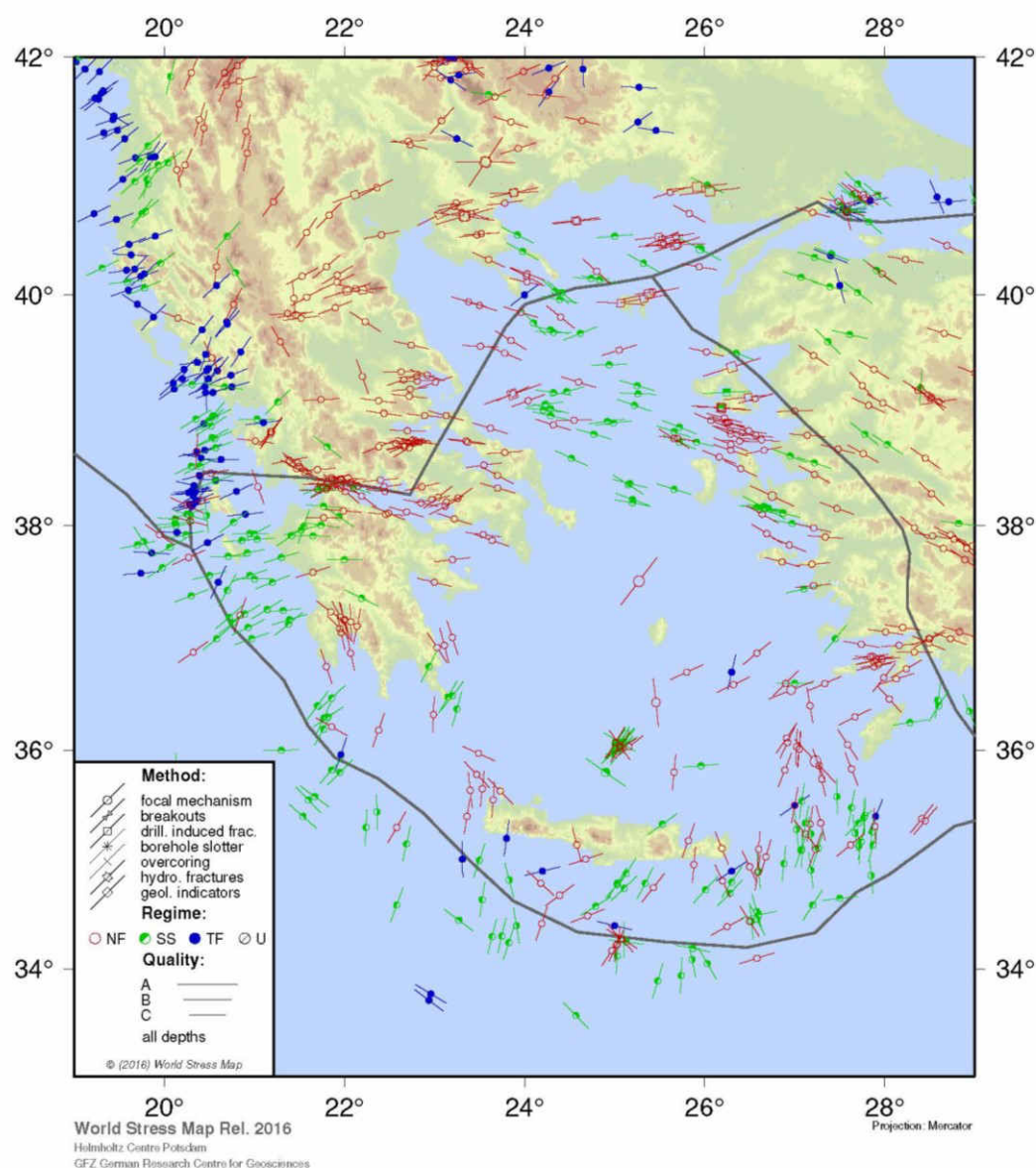


Σχ. 59 Οι διάφοροι τύποι των ρηγμάτων και η σχέση τους ως προς τον προσανατολισμό των τριών κύριων τάσεων (Anderson, 1942)

Ο συνδυασμός της πληροφορίας υπαίθρου, η συλλογή δηλαδή των ρηγμάτων και γραμμώσεων ολίσθησης με τα δεδομένα που προκύπτουν από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, αποτελεί σήμερα επιτακτική ανάγκη στις μελέτες της νεοτεκτονικής και της σεισμολογίας. Τα λογισμικά που χρησιμοποιούνται από διάφορους ερευνητές προκειμένου να γίνει η απαραίτητη ανάλυση της κινηματικής των ρηγμάτων που συλλέγονται στην ύπαιθρο, είναι πάρα πολλά. Τα λογισμικά αυτά με τη σειρά τους χρησιμοποιούν διάφορες μεθόδους οι οποίες στηρίζονται τόσο στη μέθοδο των P-B-T αξόνων (Turner 1953) όσο και στη μέθοδο των ορθών διέδρων γωνιών (Pegorano, 1972, Angelier & Mechler, 1977) ή των P (συμπίεσης) και T (εφελκυσμού) αξόνων (Arthaud, 1969).

Στην παρούσα εργασία, η επεξεργασία των τεκτονικών μετρήσεων για τον καθορισμό των κινηματικών αξόνων των κύριων τάσεων, έλαβε χώρα με την χρήση του λογισμικού Win-Tensor 5.8.9 (Delvaux, 1993; Delvaux et al., 1995; Zain Eldeen et al., 2002; Delvaux and Sperner, 2003). Πρόκειται για ένα διαδραστικό λογισμικό σχεδιασμένο από τον Damien Delvaux που έχει σαν στόχο τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων με βάση τα γεωλογικά δεδομένα μιας περιοχής (ρήγματα, γραμμώσεις ολίσθησης, διακλάσεις κ.α.) καθώς επίσης και τα στοιχεία που προκύπτουν από του μηχανισμούς γένεσης των σεισμών. Το πρόγραμμα Win-Tensor χρησιμοποιείται σήμερα σε περισσότερα από 30 διαφορετικά εργαστήρια παγκοσμίως, χαρακτηρίζοντας τόσο γεωτεκτονικές δομές από το τέλος του Παλαιοζωικού έως τη Νεοτεκτονική περίοδο. Το πρόγραμμα αυτό ανανεώνεται συνεχώς από τον δημιουργό του, προκειμένου να βελτιώσει τα αποτελέσματά του.

Στην προσπάθεια του προσδιορισμού του πεδίου της τάσης, συμβάλλουν τα δεδομένα από διάφορα ερευνητικά προγράμματα. Το World Stress Map, αποτελεί ένα πρόγραμμα συνεργασίας μεταξύ Πανεπιστημιακών Ιδρυμάτων και Βιομηχανίας, που στόχο έχει τη συλλογή πληροφοριών σε παγκόσμιο επίπεδο που αφορούν την παραμόρφωση του φλοιού κατά το Τεταρτογενές (<http://www.world-stress-map.org/>). Με βάση τη νέα βάση δεδομένων που ανακοινώθηκε το 2016, από το πρόγραμμα World Stress Map, προέκυψε ο χάρτης της Ελλάδας με το πεδίο των τάσεων Σχ. 60. Τα δεδομένα υπαίθρου κατά την επεξεργασία τους με το πρόγραμμα Wintensor συνδέονται άμεσα με τα δεδομένα της παραπάνω βάσης κάνοντας έτσι εφικτή την ποιοτική κατάταξη των αποτελεσμάτων με τον Παγκόσμιο Χάρτη Τάσεων.



Σχ. 60 Το πεδίο των τάσεων γύρω από την ελληνική χερσόνησο, σύμφωνα με το World Stress Map, 2016 (<http://www.world-stress-map.org/>)

Το GreDaSS μπορεί να θεωρηθεί ένα σύγχρονο εργαλείο για τη βελτίωση του καθορισμού της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής και μία πολύτιμη πηγή πληροφοριών για τους νέους επιστήμονες που μελετούν μία περιοχή. Είναι επίσης ένα ανοικτό αρχείο το οποίο συνεχώς ανανεώνει τα δεδομένα του καθώς δέχεται τις προτάσεις-δεδομένα υπαίθρου νέων γεωλόγων-ερευνητών.

6.2.1 Στάδια επεξεργασίας

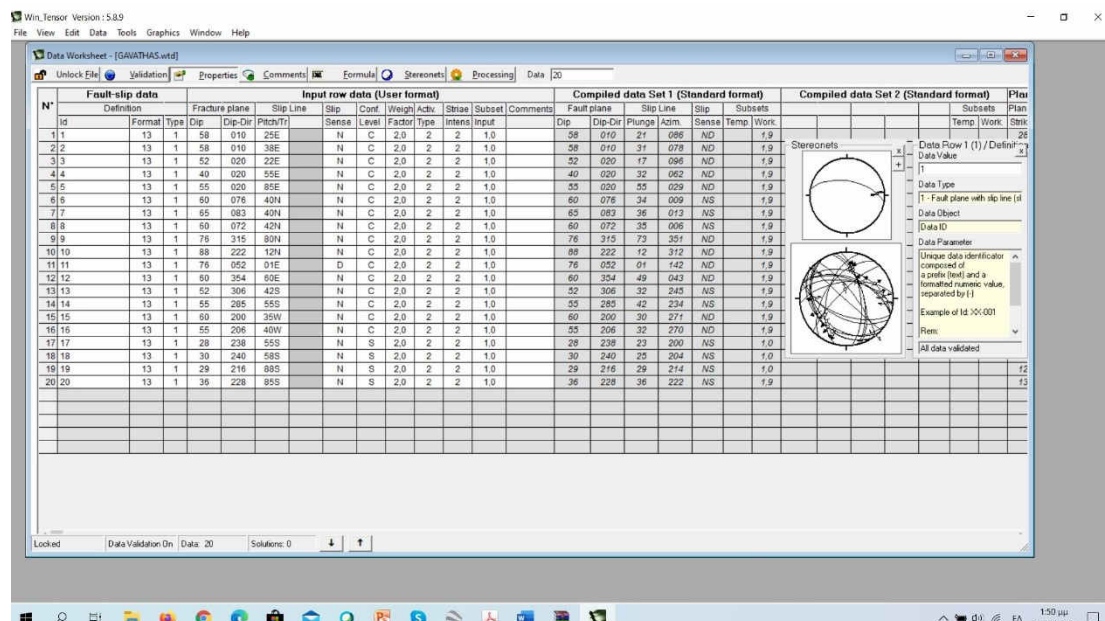
Το πρώτο στάδιο της διαδικασίας ξεκινά στην ύπαιθρο. Τα ρήγματα και οι διαρρήξεις με παρόμοια χαρακτηριστικά δημιουργούν μια ξεχωριστή ομάδα. Ρήγματα δηλαδή που εμφανίζουν παρόμοια μορφολογική δομή, παρόμοια γεωμετρικά χαρακτηριστικά, γραμμώσεις ολίσθησης με παρόμοιο προσανατολισμό, θεωρούνται ότι έχουν δημιουργηθεί κάτω από τις ίδιες γεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες. Επίσης, στο διαχωρισμό των δεδομένων σε ομάδες μπορούν να βοηθήσουν και στοιχεία όπως: ρηξιγενείς επιφάνειες που τέμνονται από άλλες, γραμμώσεις ολίσθησης διαφορετικών γενιών που μετριοούνται πάνω στην κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος κα. Όσες περισσότερες παρατηρήσεις στην ύπαιθρο καταγράφονται τόσο περισσότερο αυτό μας βοηθά στην ταξινόμηση των δεδομένων. Έτσι τα δεδομένα αυτά μπορούν να διακριθούν σε διαφορετικές ομάδες, οι οποίες εν συνεχεία μπορούν να ξαναχωρισθούν σε μικρότερες υποομάδες κατά τη διάρκεια της εργασίας υπαίθρου.

Μια πρώτη ταξινόμηση, για τις περιοχές που αυτό ήταν εφικτό να γίνει, έλαβε χώρα και στην παρούσα διατριβή. Πολλές φορές όμως δεν είναι εφικτή η ταξινόμηση των ρηξιγενών δομών σε διαφορετικές ομάδες οι οποίες αντιστοιχούν σε διαφορετικές τεκτονικές φάσεις, εξαιτίας της πολύπλοκης τεκτονικής δομής που παρουσιάζει μία περιοχή.

Για να μπορέσουμε να ερμηνεύσουμε τα αποτελέσματα που αφορούν την κινηματική ανάλυση των ρηξιγενών δομών για κάθε περιοχή ξεχωριστά, ακολουθείται μία συγκεκριμένη διαδικασία. Επομένως για τα δεδομένα που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο, ακολουθείται η εξής διαδικασία:

- Σε φύλλο εργασίας (Data Worksheet), γίνεται εισαγωγή των δεδομένων υπαίθρου, όπου καθορίζεται η γωνία κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών ως προς το οριζόντιο επίπεδο, η διεύθυνση κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών, η γράμμωση ολίσθησης (pitch), η κατηγορία μετατόπισης του ρήγματος - τεκτονικής δομής (κανονικό, ανάστροφο, οριζόντιας ολίσθησης δεξιόστροφο, αριστερόστροφο ή ακόμη και άγνωστο), ο βαθμός βεβαιότητας (βέβαιο, πιθανό, υποθετικό, άγνωστο ρήγμα), ο χαρακτηρισμός του ρήγματος αναφορικά με τον καθορισμό της δραστηριότητας του (νεοσχηματιζόμενο, επανενεργοποιημένο, άγνωστο) και η ένταση της γράμμωσης (χωρίς εμφάνιση, ασθενής ή καλή ή βαθιά εμφάνιση γράμμωσης, αυλάκωση). Κατά τη διάρκεια της εισαγωγής των δεδομένων, απεικονίζονται οι επιφάνειες των ρηγμάτων με το pitch σε στερεογραφική προβολή δικτύου Schmidt (νότιο ημισφαίριο), με αποτέλεσμα

να έχουμε μια πρώτη εικόνα των αποτύπωσης των ρηξιγενών περιοχών μιας περιοχής.



Σχ. 62 Η εισαγωγή των δεδομένων υπαίθρου σε φύλλο εργασίας (Data Worksheet) με την χρήση Win Tensor 5.8.9

- Σε φύλλο επεξεργασίας των μετρήσεων, που καλείται (Processing Sheet) εισάγονται τα δεδομένα προκειμένου να συνταχθούν τα ροδοδιαγράμματα των παρατάξεων (*Rose Diagram*) και τα στατιστικά δεδομένα (*Statistics*), που είναι απαραίτητα για τον καθορισμό των κινηματικών αξόνων των κύριων τάσεων (*Analysis of PBT Kinematic Axes*) και την ταξινόμηση των τεκτονικών δομών ανάλογα με τη σχετική κίνηση των τεμαχών τους. Στη συνέχεια γίνεται χρήση της μεθόδου των ορθών διέδρων γωνιών (*Right Diehdron*) καθώς και μιας εξελιγμένης μεθόδου της προαναφερθείσας που ονομάζεται *Rotational Optimisation*. Με τη βοήθεια αυτού του εργαλείου επιτυγχάνεται βελτίωση στο διαχωρισμό των διαφορετικών τεκτονικών φάσεων με την ακόλουθη διαδικασία:
- Ένρεση των τιμών της υπολογιζόμενης απόκλισης (*Counting Deviation*) την οποία προσφέρει η βελτιωμένη μέθοδος των Ορθών διέδρων γωνιών που χρησιμοποιεί το πρόγραμμα.
- Απόρριψη των ρηγμάτων αυτών και ομαδοποίηση τους σε διαφορετικές υποομάδες για να χρησιμοποιηθούν στον καθορισμό των διαφορετικών τεκτονικών φάσεων.

Αν η υποομάδα των ρηγμάτων που απορρίφθηκε ταιριάζει με μια άλλη υποομάδα, που προέκυψε από την εφαρμογή της μεθόδου που χρησιμοποιεί το πρόγραμμα Win Tensor, τότε τα ρήγματα αυτής της υποομάδας ομαδοποιούνται ξανά σε νέα υποομάδα, για τη οποία εφαρμόζεται εκ νέου η μέθοδος της αναστροφής.

6.2.2 Είδη των πεδίων των τάσεων

Με τη συμβολή των εργαλείων του προγράμματος λαμβάνει χώρα ο εντοπισμός τεσσάρων παραμέτρων για τον καθορισμό του πεδίου της τάσης: οι κύριοι άξονες σ_1 , σ_2 και σ_3 καθώς επίσης και ο λόγος της τάσης R , ο οποίος δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Έτσι το καθεστώς των τάσεων (stress regime) καθορίζεται από την γραφική απεικόνιση του ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης. Σ' αυτή την απεικόνιση καθοριστικό ρόλο έχει η φύση του κατακόρυφου άξονα της τάσης. Έτσι το καθεστώς καθορίζεται ως:

- ✓ Εφελκυστικό όταν ο σ_1 είναι κατακόρυφος,
- ✓ Οριζόντιας μετατόπισης όταν ο σ_2 είναι κατακόρυφος και
- ✓ Συμπιεστικό όταν ο σ_3 είναι κατακόρυφος.

Μεταξύ αυτών των τριών βασικών-κύριων περιπτώσεων υπάρχουν και οι ενδιάμεσες τύποι των πεδίων τάσης οι οποίοι διακρίνονται με βάση την τιμή του λόγου R , της ελλειπτικότητας, που χαρακτηρίζει το ελλειψοειδές της τάσης όπως δίνεται στον παρακάτω πίνακα (τροποποιημένος από Guiraud et al, 1989)

Τύπος <u>Τανυστή</u> Τάσης	ΕΦΕΛΚΥΣΤΙΚΟΣ				ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΜΕΤΑΤΟΠΗΣΗΣ				ΣΥΜΠΙΕΣΤΙΚΟΣ					
Σύμβολα <u>τανυστών</u>														
$R=\frac{\sigma_2-\sigma_3}{\sigma_1-\sigma_3}$	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	0.75	0.50	0.25	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	
Καθεστώς τάσης	Κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική Συμπίεση		Αμυγής Εφελκυσμός		Πλάγιος Εφελκυσμός		Αμυγής Συμπίεση Οριζόντιας Μετατόπισης		Πλάγια Συμπίεση		Αμυγής Συμπίεση		Κατακόρυφος ακτινωτά συμμετρικός Εφελκυσμός	

Σχ. 63. Πίνακας απεικόνισης των διαφορετικών τύπων του πεδίου των τάσεων (τροποποιημένος από Guiraud et al, 1989)

- Κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση: Στην περίπτωση που ο σ_1 είναι κατακόρυφος και ο λόγος R , δηλαδή η ελλειπτικότητα κυμαίνεται $0 < R < 0.25$
- Αμυγής εφελκυσμός: Το πεδίο τάσεων χαρακτηρίζεται από σ_1 κατακόρυφο και $0.25 < R < 0.75$
- Πλάγιος εφελκυσμός: Στην περίπτωση αυτή ο σ_1 είναι κατακόρυφος και η ελλειπτικότητα κυμαίνεται $0.75 < R < 1$ ή ο σ_2 κατακόρυφος και η ελλειπτικότητα κυμαίνεται $1 > R > 0.75$

- Αμιγής συμπίεση οριζόντιας μετατόπισης: Το πεδίο τάσεων χαρακτηρίζεται από σ_2 κατακόρυφο και $0.75 > R > 0.25$
- Πλάγια συμπίεση: Στην περίπτωση αυτή ο σ_2 είναι κατακόρυφος και η ελλειπτικότητα κυμαίνεται $0.25 > R > 0$ ή ο σ_3 είναι κατακόρυφος και η ελλειπτικότητα κυμαίνεται $0 < R < 0.25$
- Αμιγής συμπίεση: Το πεδίο τάσεων χαρακτηρίζεται από σ_3 κατακόρυφο και $0.25 < R < 0.75$
- Κατακόρυφος ακτινωτά συμμετρικός εφελκυσμός: Στην περίπτωση αυτή ο σ_3 είναι κατακόρυφος και η ελλειπτικότητα κυμαίνεται $0.75 < R < 1$

6.3 Τεκτονική επεξεργασία δεδομένων υπαίθρου

Προκειμένου να γίνει διαχωρισμός των τεκτονικών φάσεων, οι οποίες είναι υπεύθυνες για τη σημερινή νεοτεκτονική δομή της Λέσβου και του Κόλπου του Αδραμυτίου, χρησιμοποιούμε ειδικά λογισμικά προγράμματα. Τα προγράμματα αυτά εφαρμόζουν μεθόδους όπως τη μέθοδο των ορθών διέδρων γωνιών (Pegorano, 1972, Angelier & Mechler, 1977) ή των P (συμπίεσης) και T (εφελκυσμού) αξόνων (Arthaud, 1969).

Όλες οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται, έχουν ένα κοινό σημείο, το οποίο αποτελεί τη βάση για την εξαγωγή των συμπερασμάτων:

Κατά την επαναδραστηριοποίηση ενός ρήγματος, πάνω στη ρηξιγενή επιφάνεια καταγράφονται γραμμώσεις ολίσθησης διαφορετικής διεύθυνσης, οι οποίες εντάσσονται σε διαφορετικές τεκτονικές φάσεις.

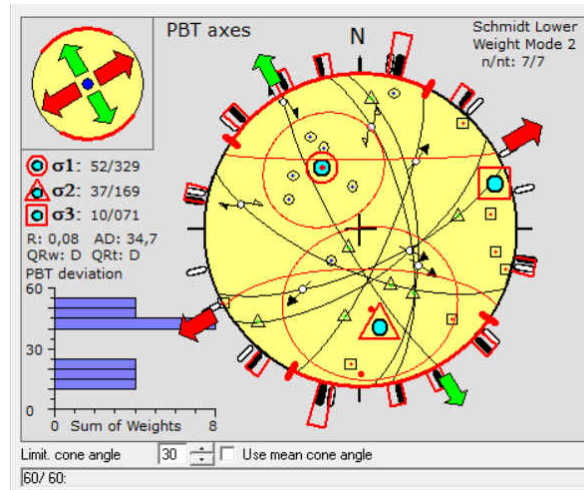
Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, αναλύθηκαν ρηξιγενείς επιφάνειες οι οποίες φέρουν γραμμώσεις ολίσθησης όπως περιγράφηκαν στα Κεφάλαια 4 και 5, δηλαδή στο βόρειο και νότιο τμήμα του νησιού με τη βοήθεια του λογισμικού Win Tensor (Delvaux, 1993; Delvaux et al., 1995, 2013; Zain Eldeen et al., 2002; Delvaux and Sperner, 2003). Ρηξιγενείς επιφάνειες από διαφορετικές θέσεις τόσο στη Βόρειο όσο στη Νότιο Λέσβο, αναλύθηκαν με σκοπό τον διαχωρισμό των τεκτονικών φάσεων. Έτσι παρουσιάζονται παρακάτω τα διαγράμματα από την επεξεργασία δεδομένων ανά περιοχή. Τα διαγράμματα αντιπροσωπεύουν στερεογραφικές προβολές σε δίκτυο Schmidt (νότιο ημισφαίριο).

6.3.1 Περιοχή βόρεια και ανατολικά από τον οικισμό του Σιγρίου

Στην περιοχή αυτή μετρήθηκαν ρήγματα για τα οποία ακολουθήθηκε όλη η διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω με την χρήση του διαδραστικού προγράμματος Win Tensor, με σκοπό να εκτιμηθούν αν αυτά μπορούν να ενεργοποιηθούν κάτω από το ίδιο καθεστώς τάσης. Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις παραπάνω μετρήσεις και για αυτό το λόγο έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος

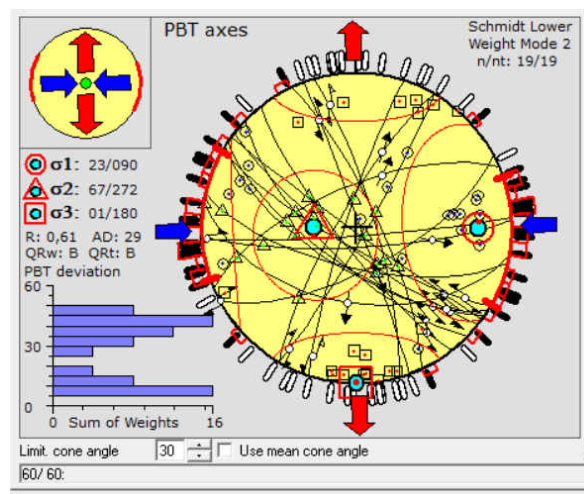
Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται τρεις διαφορετικές τεκτονικές φάσεις:

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης Σχ. 64, παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ABA-ΔΝΔ ($10^\circ/71^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



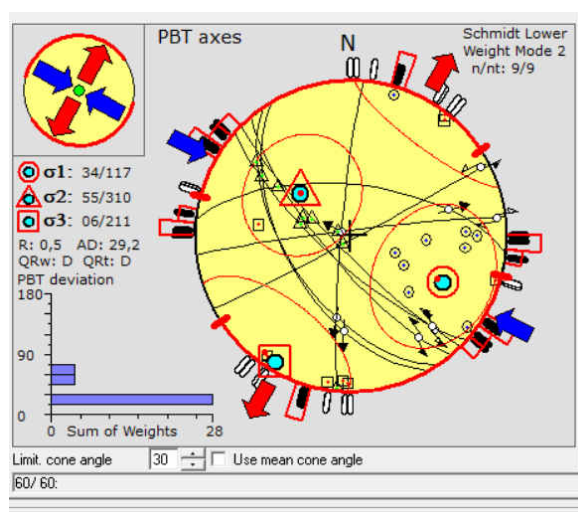
Σχ. 64. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 , ενώ το τόξο με πράσινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης, Σχ. 65, παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση B-N ($01^\circ-180^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



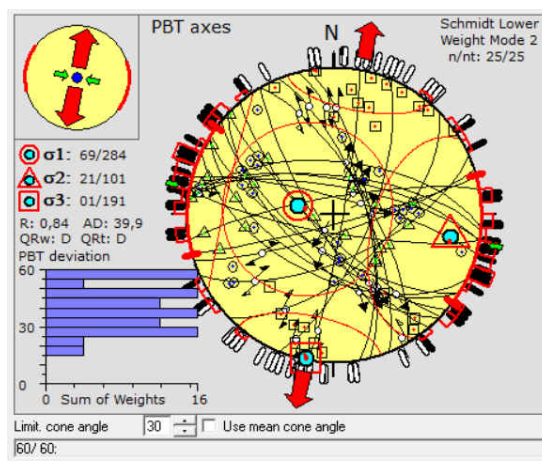
Σχ. 65. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 , ενώ το τόξο με μπλε χρώμα και κατεύθυνση προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με προσανατολισμό του σ_3 BA-NΔ (06^0 - 211^0) Σχ. 66 Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 66. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 , ενώ το τόξο με μπλε χρώμα και κατεύθυνση προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

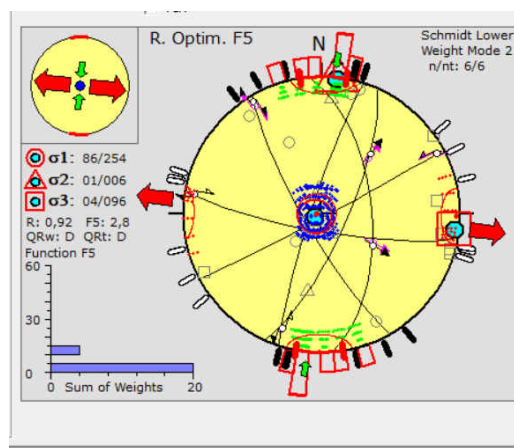
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με προσανατολισμό του σ_3 BBA-NNΔ (01^0 - 191^0) Σχ. 67. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 67. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 , ενώ το τόξο με πράσινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

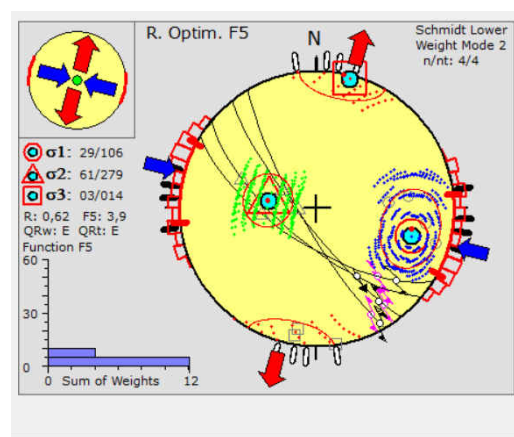
Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των δίδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Η μέθοδος αυτή στηρίζει τη λειτουργία της στον έλεγχο των τριών αξόνων τάσης και του λόγου R προκειμένου να εντοπισθεί η ελάχιστη τιμή της συνάρτησης σφάλματος (misfit function). Με τον τρόπο αυτό το πρόβλημα καθορισμού του πεδίου των τάσεων μετατρέπεται σε πρόβλημα 4 διαστάσεων, όπου θα πρέπει να συμπεριληφθεί ακόμη ένας βασικός περιορισμός: οι τρεις άξονες θα πρέπει να είναι κάθετοι μεταξύ τους. Ο περιορισμός αυτός οδηγεί σε ένα μεγάλο αριθμό διαφορετικών τιμών του ταυστή των τάσεων, οι οποίοι θα πρέπει να ελεγχθούν για ομάδα δεδομένων (D. Delvaux & B. Spencer, 2003). Παρακάτω παρουσιάζονται για την περιοχή του Σιγρίου, τα αποτελέσματα αυτής της μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος ταυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ABA-ΔΝΔ ($04^0/096^0$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο πλάγιος εφελκυσμός.



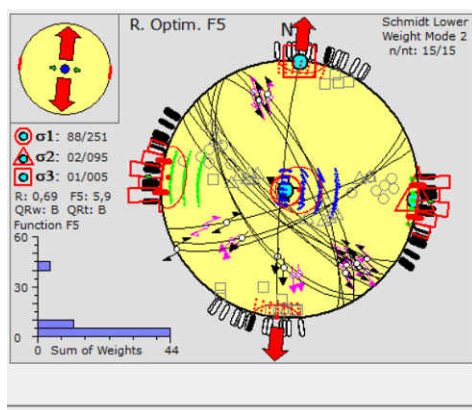
Σχ. 68. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 , ενώ το τόξο με πράσινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNΔ ($03^0/014^0$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 69. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 , ενώ το τόξο με μπλε χρώμα και κατεύθυνση προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με προσανατολισμό του σ_3 BBA-NNΔ (01^0-005^0) Σχ.70. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.

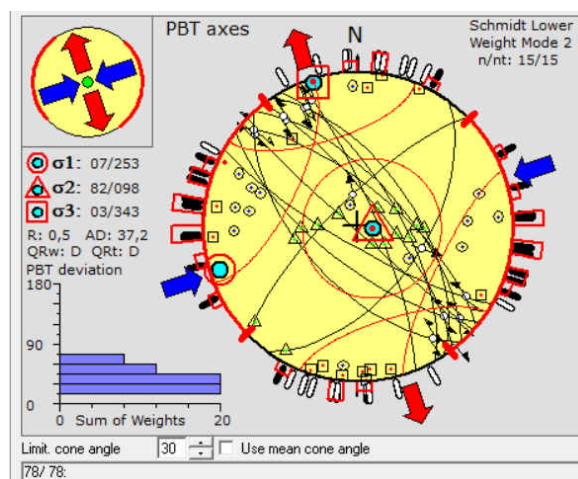


Σχ. 70. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διεδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

6.3.2 Περιοχή Γαβαθά

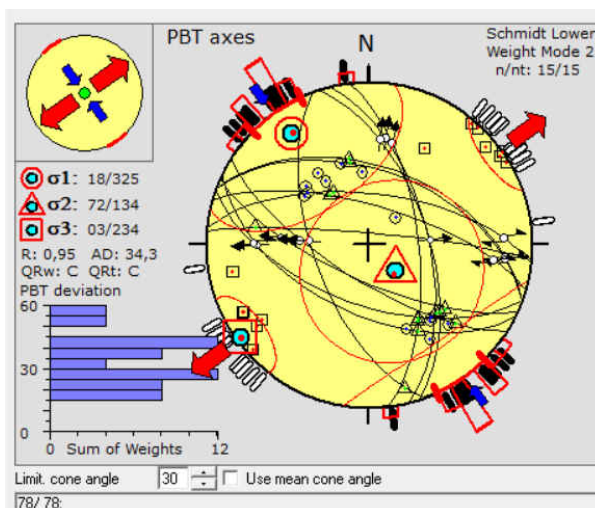
Στην περιοχή αυτή μετρήθηκαν ρήγματα για τα οποία ακολουθήθηκε όλη η διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω με την χρήση του διαδραστικού προγράμματος Win Tensor, με σκοπό να εκτιμηθούν αν αυτά μπορούν να ενεργοποιηθούν κάτω από το ίδιο καθεστώς τάσης. Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις παραπάνω μετρήσεις και για αυτό το λόγω έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής διαφορετικές τεκτονικές φάσεις:

Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBD-NNA(03⁰/343⁰) Σχ.71. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 71. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 , ενώ το τόξο με μπλε χρώμα και κατεύθυνση προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

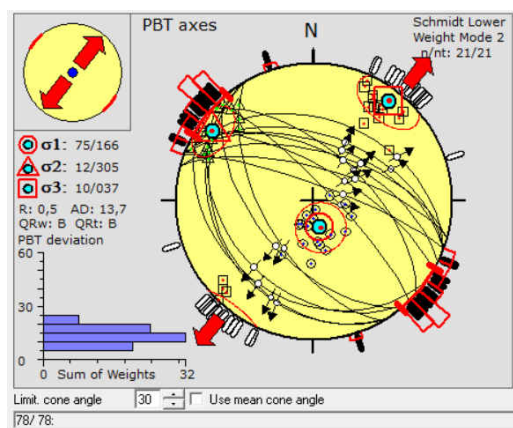
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με προσανατολισμό του σ_3 ABA-ΔNΔ (03^0 - 234^0) Σχ. 72. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 72. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 , ενώ το τόξο με μπλε χρώμα και κατεύθυνση προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

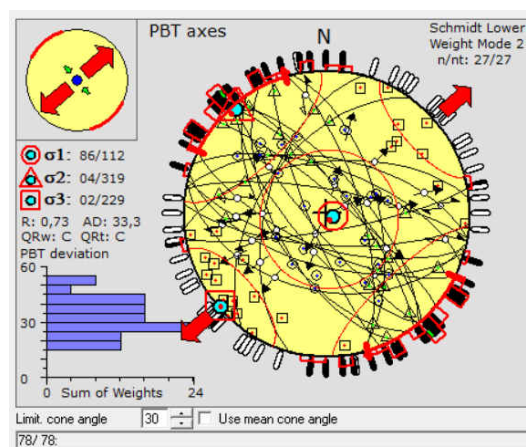
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με προσανατολισμό του σ_3 BA-NΔ (10^0 - 037^0) Σχ. 73. Σύμφωνα

με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 73. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με προσανατολισμό του σ_3 BA-ΝΔ (02^0 - 229^0) Σχ. 74. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.

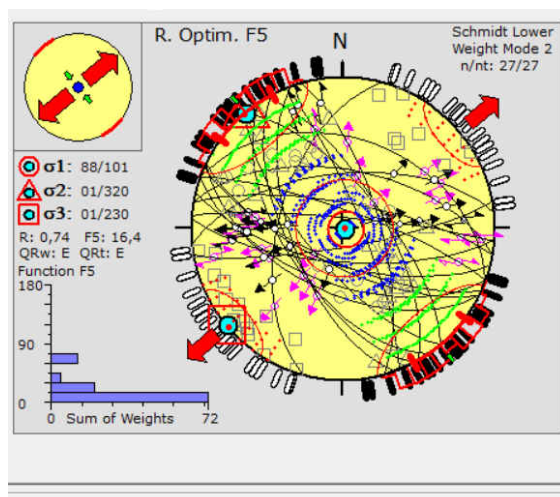


Σχ. 74. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των διέδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα

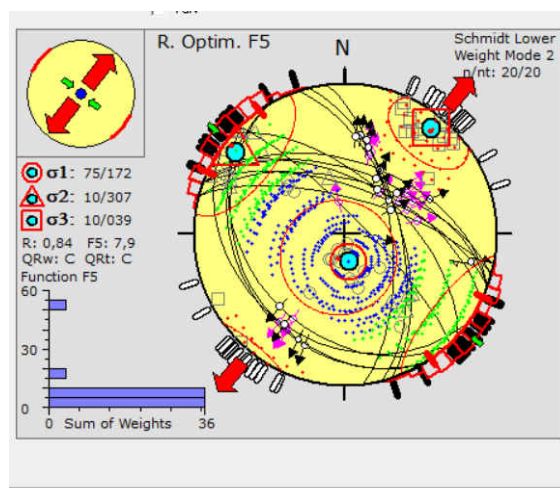
Win Tensor 5.8.9. Η μέθοδος αυτή στηρίζει τη λειτουργία της στον έλεγχο των τριών αξόνων τάσης και του λόγου R προκειμένου να εντοπισθεί η ελάχιστη τιμή της συνάρτησης σφάλματος (misfit function). Με τον τρόπο αυτό το πρόβλημα καθορισμού του πεδίου των τάσεων μετατρέπεται σε πρόβλημα 4 διαστάσεων, όπου θα πρέπει να συμπεριληφθεί ακόμη ένας βασικός περιορισμός: οι τρεις άξονες θα πρέπει να είναι κάθετοι μεταξύ τους. Ο περιορισμός αυτός οδηγεί σε ένα μεγάλο αριθμό διαφορετικών τιμών του τανυστή των τάσεων, οι οποίοι θα πρέπει να ελεγχθούν για ομάδα δεδομένων (D. Delvaux & B. Spencer, 2003). Παρακάτω παρουσιάζονται για την περιοχή του Γαβαθά, τα αποτελέσματα αυτής της μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NΔ ($01^\circ/230^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



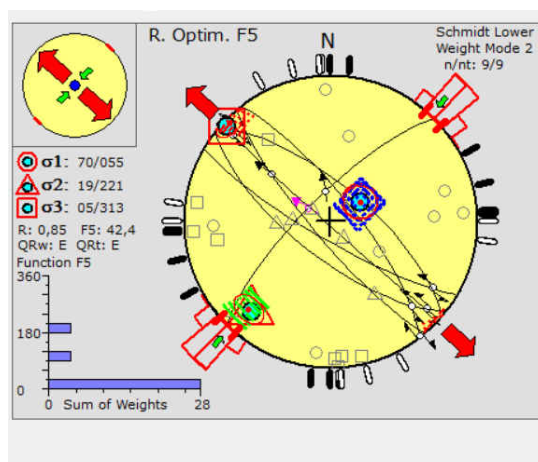
Σχ. 75. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διεδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα η διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NΔ($10^\circ/039^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 76. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα η διεύθυνση του σ_2 .

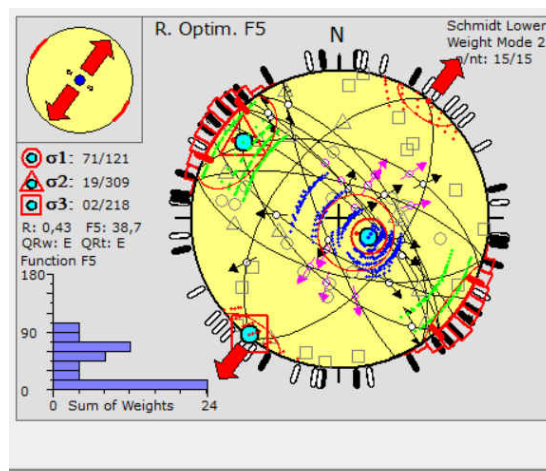
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($05^\circ/313^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 77. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα η διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ ($02^\circ/218^\circ$). Σύμφωνα με τον

πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.

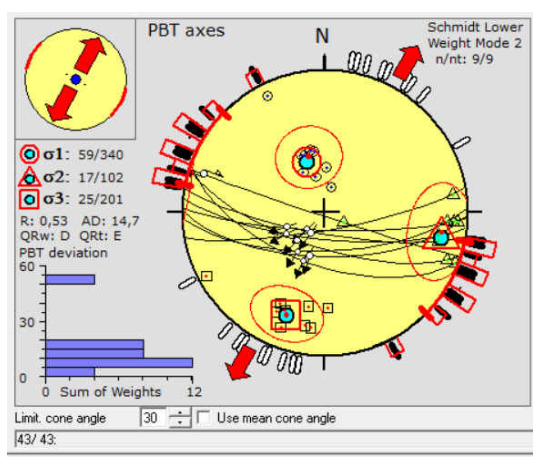


Σχ. 78. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

6.3.3 Περιοχή Βατούσας-Ανεμότιας-Σκαλοχωρίου-Σκουτάρου

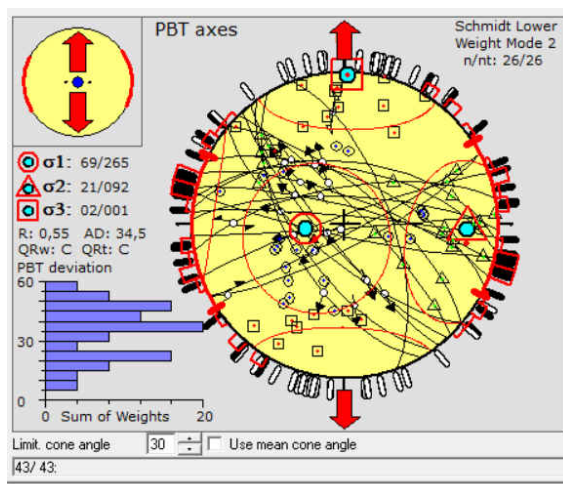
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγω έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής διαφορετικές τεκτονικές φάσεις:

Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-ΝΔ ($25^\circ/201^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



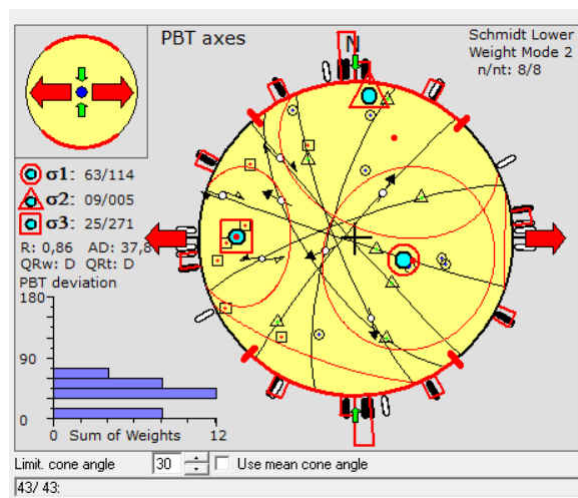
Σχ. 79. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση B-N ($02^\circ/001^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 80. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

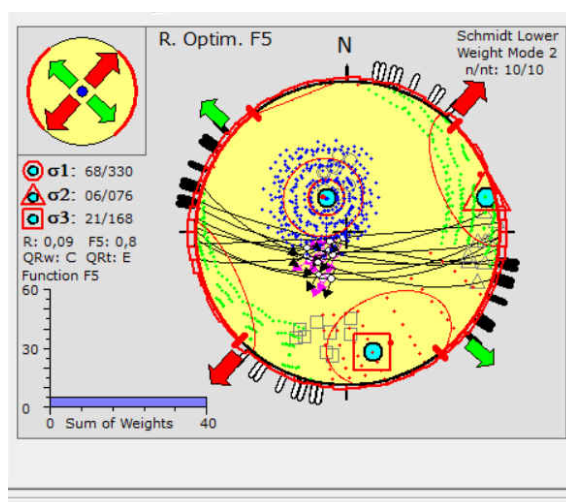
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση A-Δ ($25^\circ/271^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 81. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τον σ_2 .

Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των διέδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Η μέθοδος αυτή στηρίζει τη λειτουργία της στον έλεγχο των τριών αξόνων τάσης και του λόγου R προκειμένου να εντοπισθεί η ελάχιστη τιμή της συνάρτησης σφάλματος (misfit function). Με τον τρόπο αυτό το πρόβλημα καθορισμού του πεδίου των τάσεων μετατρέπεται σε πρόβλημα 4 διαστάσεων, όπου θα πρέπει να συμπεριληφθεί ακόμη ένας βασικός περιορισμός: οι τρεις άξονες θα πρέπει να είναι κάθετοι μεταξύ τους. Ο περιορισμός αυτός οδηγεί σε ένα μεγάλο αριθμό διαφορετικών τιμών του τανυστή των τάσεων, οι οποίοι θα πρέπει να ελεγχθούν για ομάδα δεδομένων (D. Delvaux & B. Spencer, 2003). Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή της Βατούσας, τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

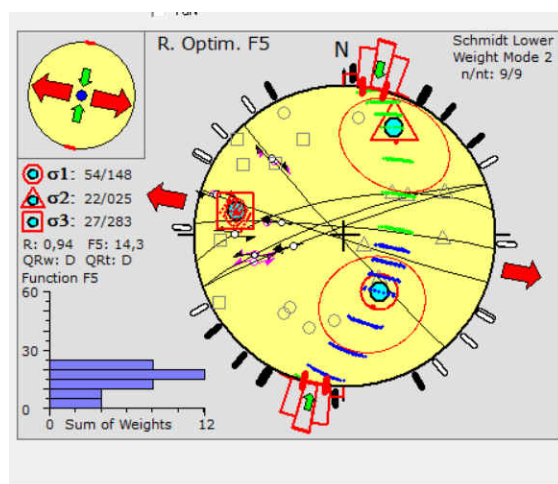
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ($22^\circ/142^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 82. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

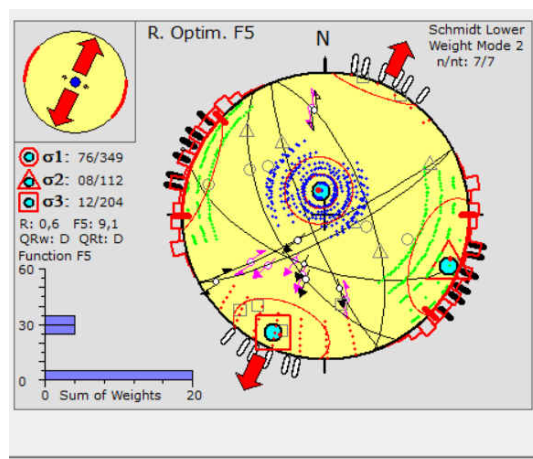
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($27^\circ/283^\circ$). Σύμφωνα με

τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) το τασικό πεδίο μπορεί να χαρακτηριστεί ως πλάγιος εφελκυσμός.



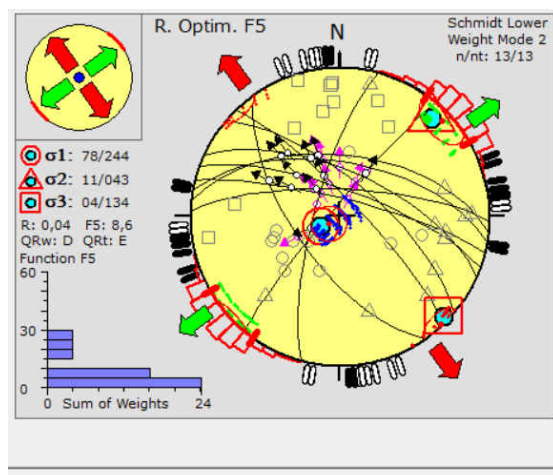
Σχ. 83. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διεδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NΔ ($12^\circ/204^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) το τασικό πεδίο μπορεί να χαρακτηριστεί ως εφελκυστικό.



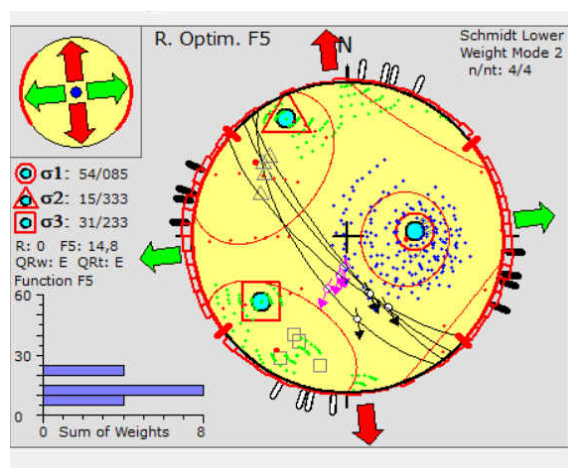
Σχ. 84. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διεδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($04^\circ/134^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 85. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διεδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Τέλος, μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($31^\circ/233^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).

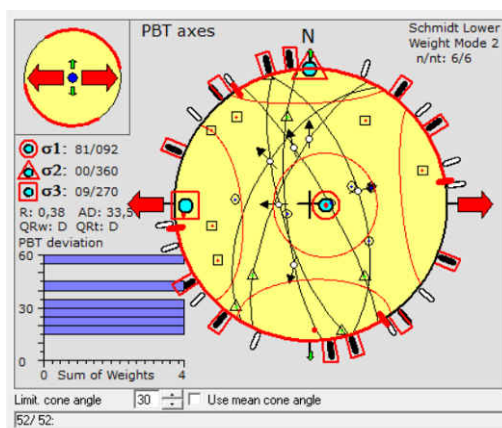


Σχ. 86. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διεδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

6.3.4 Περιοχή Πέτρας-Στύψης-Υψηλομέτωπο-Πελόπης

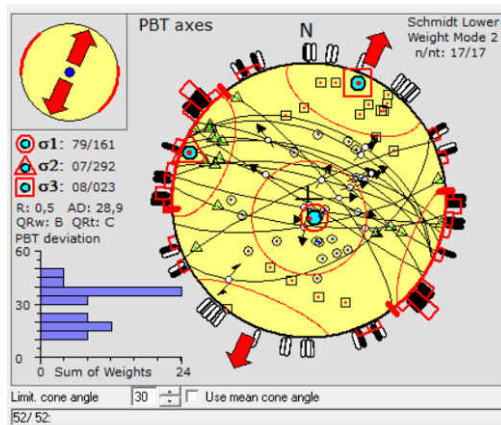
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγο έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται τρεις διαφορετικές τεκτονικές φάσεις:

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση Α-Δ ($09^\circ/270^\circ$) Σχ. 87. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



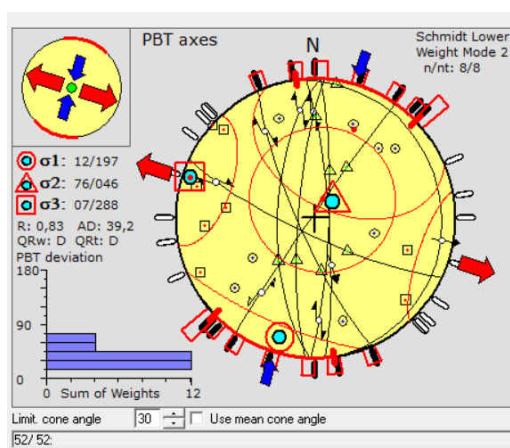
Σχ. 87. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τον σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ ($08^\circ/023^\circ$) Σχ. 88. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



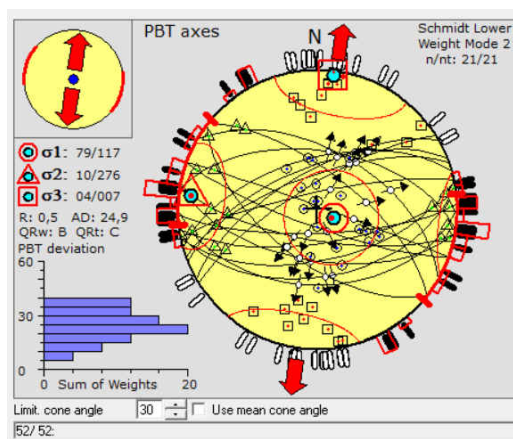
Σχ. 88. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($07^\circ/288^\circ$) Σχ. 89. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 89. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

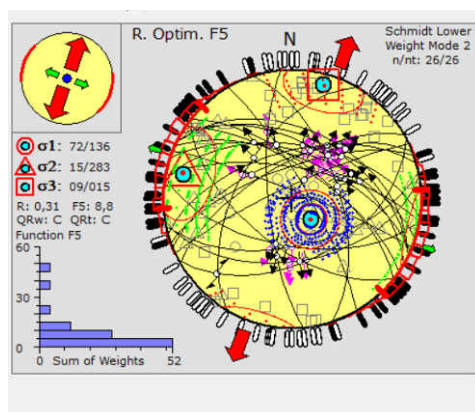
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ ($04^\circ/007^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 90. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

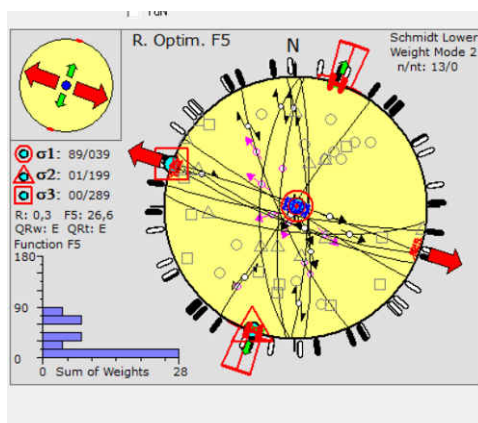
Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των διέδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή της Πέτρας, τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NΔ ($09^\circ/015^\circ$) Σχ. 91. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



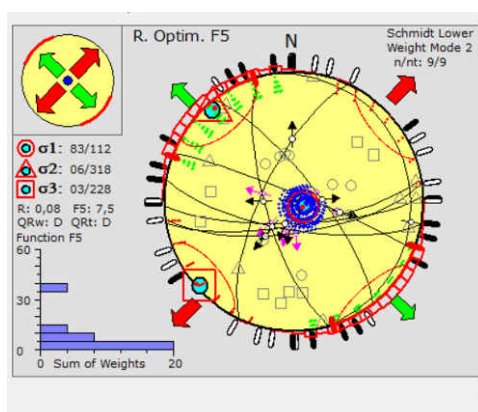
Σχ. 91. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($00^\circ/289^\circ$) Σχ. 92. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 92. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ ($13^\circ/010^\circ$) Σχ. 93. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).

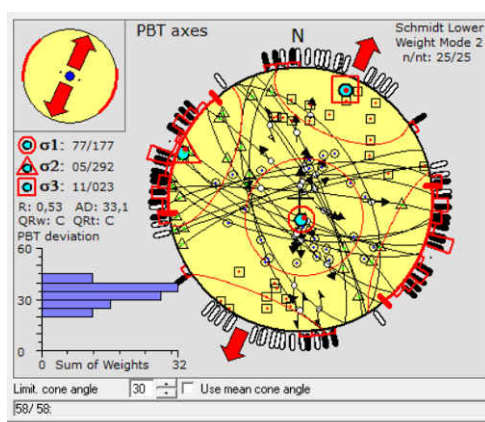


Σχ. 93. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

6.3.5 Περιοχή Θερμά Λουτρά-Άργεννος-Λεπέτυμνος-Συκαμινιά

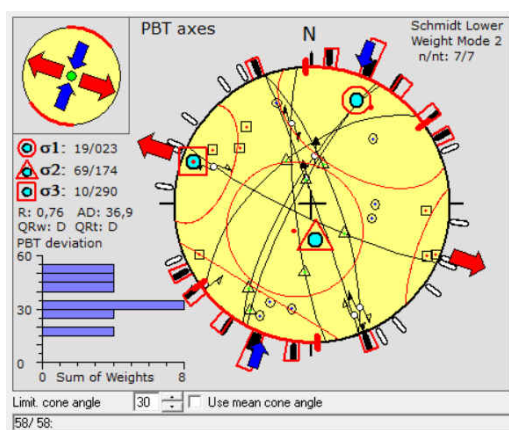
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγο έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής διαφορετικές τεκτονικές φάσεις:

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NΔ ($13^\circ/018^\circ$) Σχ. 94. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



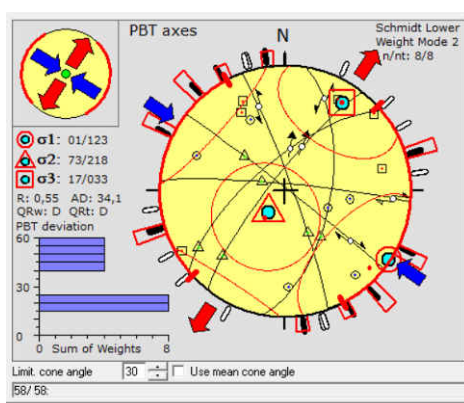
Σχ. 94. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($10^\circ/290^\circ$) Σχ. 95. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



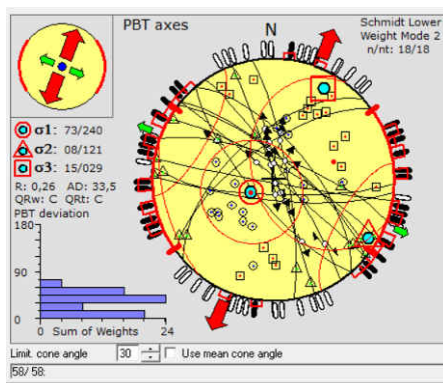
Σχ. 95. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NΔ ($17^\circ/033^\circ$) Σχ. 96. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 96. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NΔ ($15^\circ/029^\circ$) Σχ. 97. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).

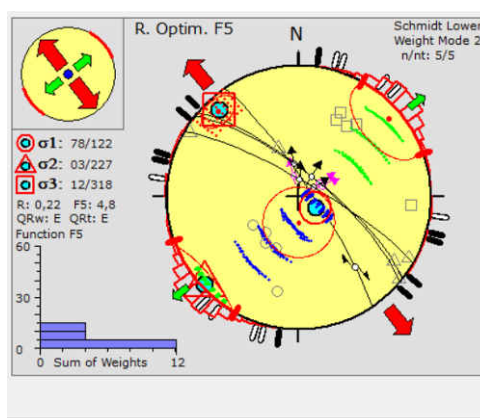


Σχ. 98. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω

τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τον σ_2 .

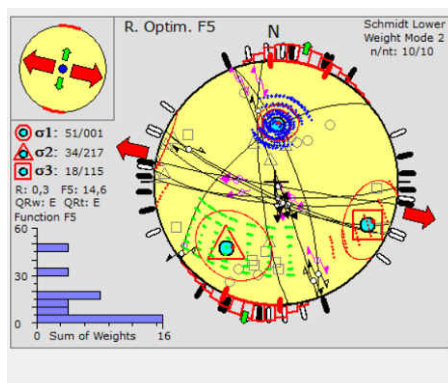
Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των διέδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή της Θερμά Λουτρά-Άργεννος-Λεπέτυμνος-Συκαμινιά, τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($12^\circ/318^\circ$) Σχ. 99. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



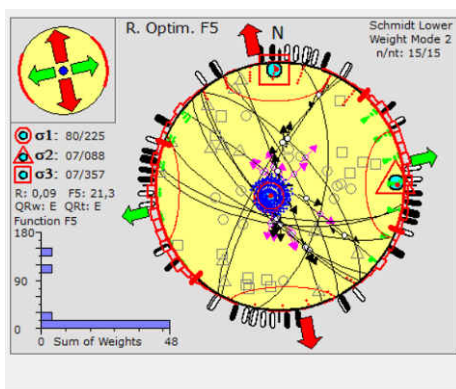
Σχ. 99. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($18^\circ/115^\circ$) Σχ. 100. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



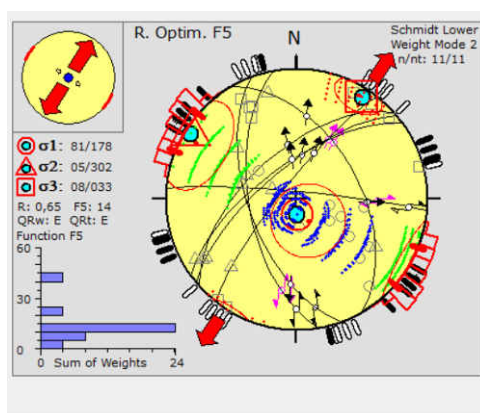
Σχ. 100. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBD-NNA ($07^\circ/357^\circ$) Σχ. 101. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 101. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

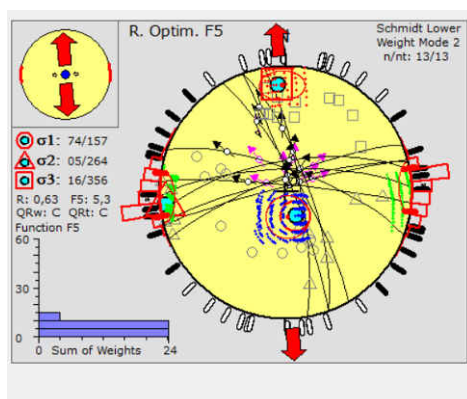
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NA ($08^\circ/033^\circ$) Σχ. 102. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 102. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο

αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τον σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBD-NNA ($16^0/356^0$) Σχ. 103. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.

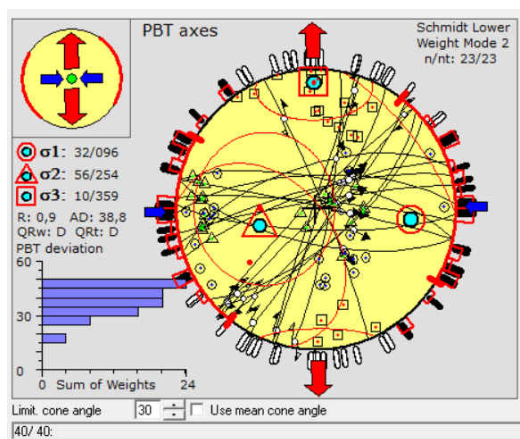


Σχ. 103. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

6.3.6 Περιοχή Κλειούς-Κάτης

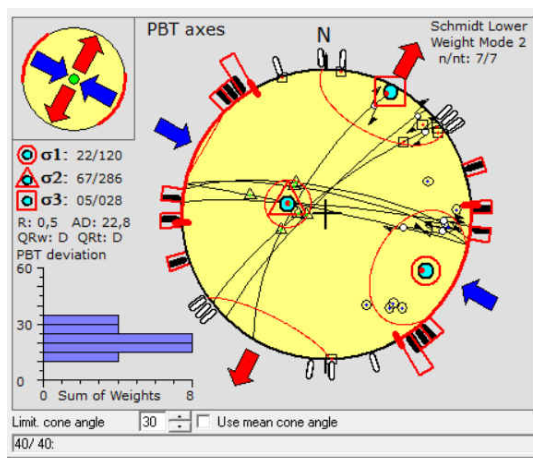
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγω έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής διαφορετικές τεκτονικές φάσεις:

Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση B-N ($10^0/359^0$) Σχ. 104. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



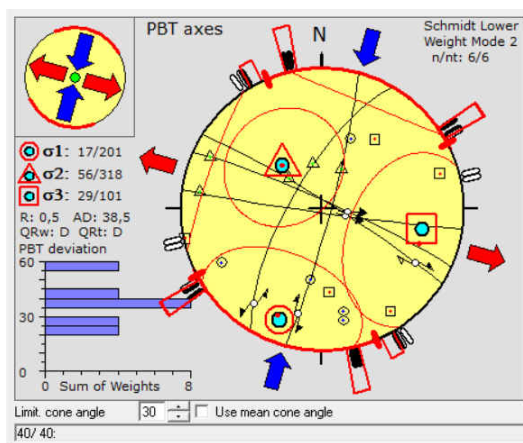
Σχ. 104. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NA ($05^\circ/028^\circ$) Σχ. 105. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



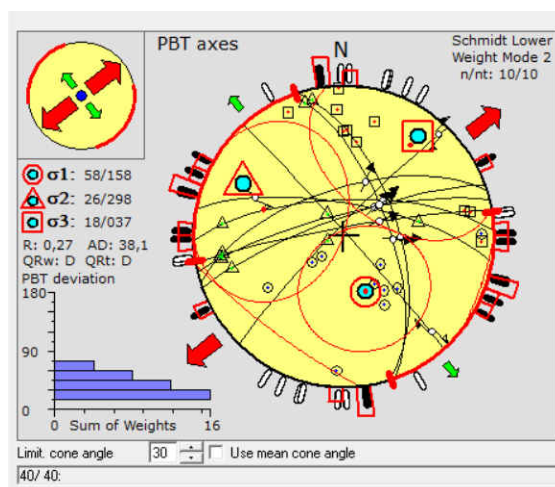
Σχ. 105. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($29^\circ/101^\circ$) Σχ. 106. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 106. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

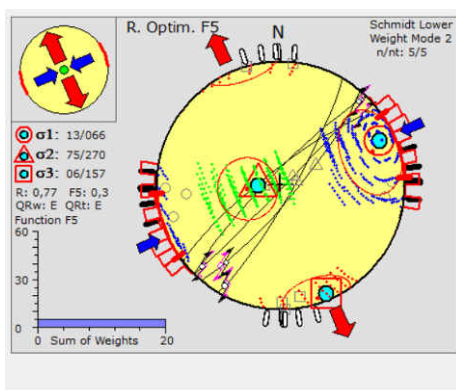
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-ND ($18^\circ/037^\circ$) Σχ. 107. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 107. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τον σ_2 .

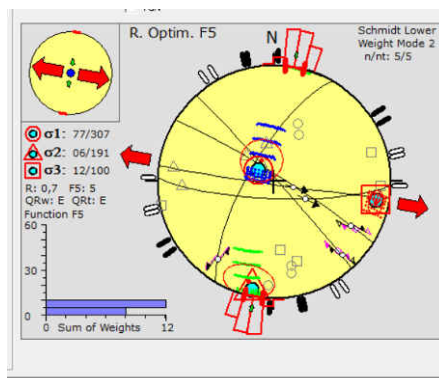
Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των διέδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή της Κλειούς-Κάπης, τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($06^\circ/157^\circ$) Σχ. 108. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 108: Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

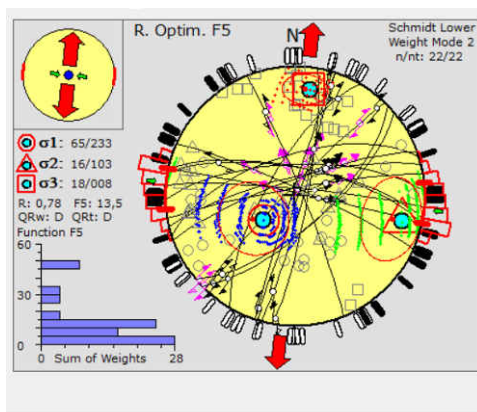
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($12^\circ/100^\circ$). Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 109: Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

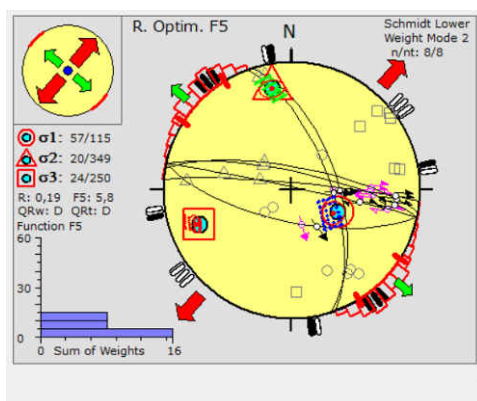
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ ($17^\circ/009^\circ$) Σχ. 110.

Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 110. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-ΝΔ ($24^\circ/250^\circ$) Σχ. 111. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).

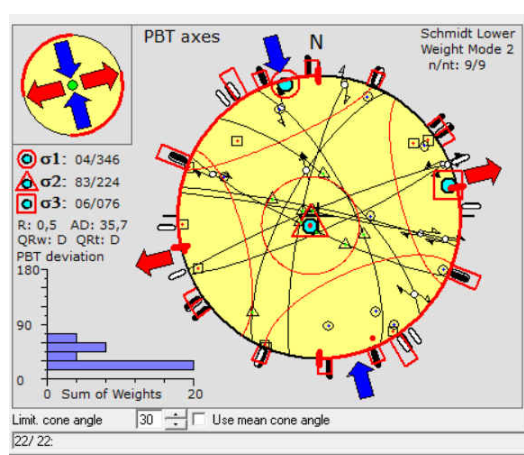


Σχ. 111: Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

6.3.7 Περιοχή Νάπης

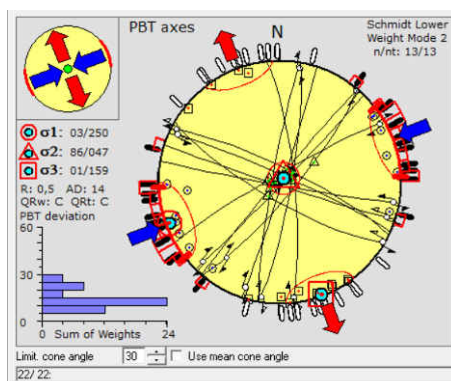
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγω έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής διαφορετικές τεκτονικές φάσεις:

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ABA-ΔΝΔ ($06^\circ/076^\circ$) Σχ. 112. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 112. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

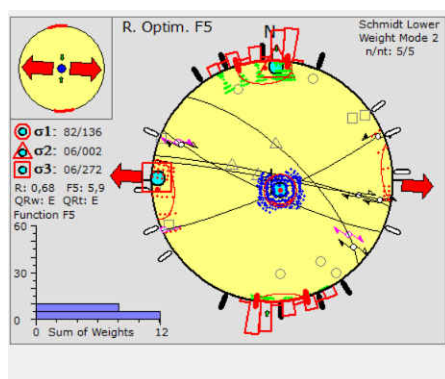
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNA ($01^\circ/159^\circ$) Σχ. 113. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 113. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

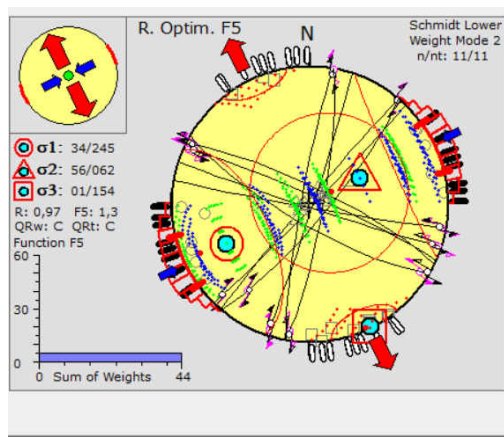
Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των δίδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή της Νάπης, τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($06^0/272^0$) Σχ. 114. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



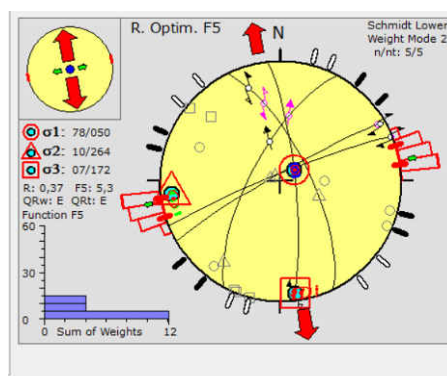
Σχ. 114. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών δίδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ ($01^0/154^0$) Σχ. 115. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 115: Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNA ($07^0/172^0$) Σχ. 116. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).

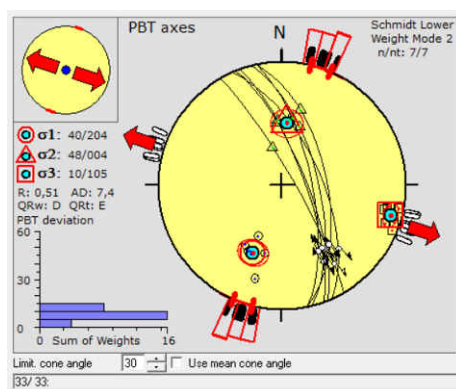


Σχ. 116: Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

6.3.8 Περιοχή Αγίας Παρασκευής

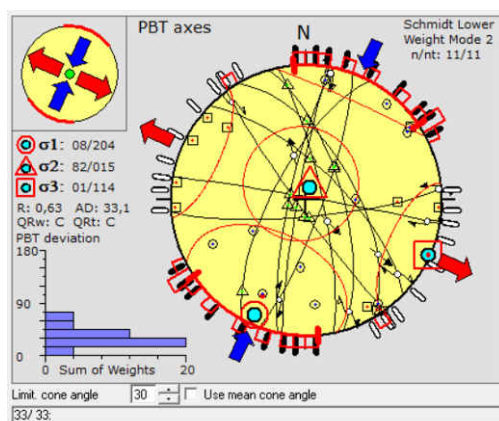
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγω έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής τεκτονικές φάσεις:

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($10^0/105^0$) Σχ. 117. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



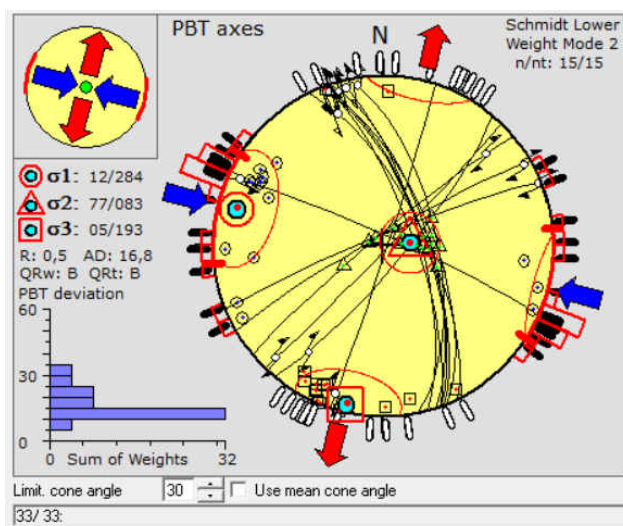
Σχ. 117. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($01^0/114^0$) Σχ. 118. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 118: Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

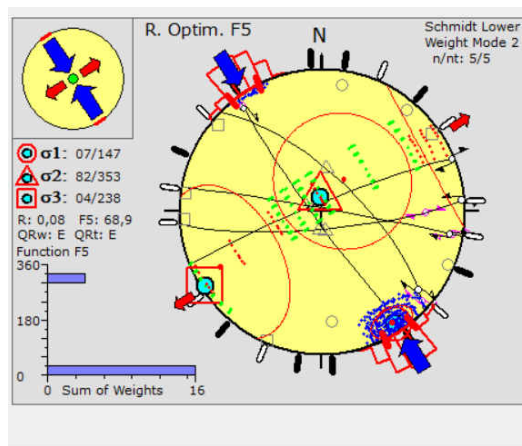
Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ABA-ΔΝΔ ($05^\circ/193^\circ$) Σχ. 119. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 119. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

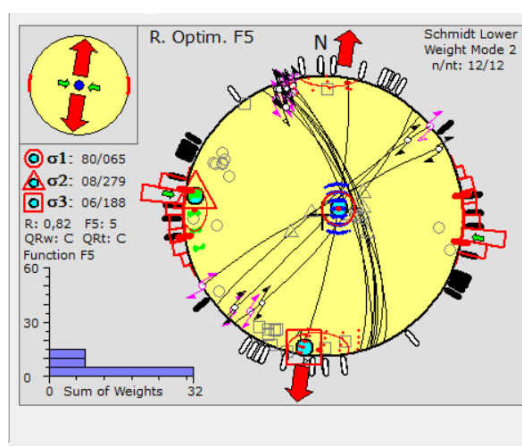
Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των διέδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή της Αγίας Παρασκευής, τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ABA-ΔΝΔ ($04^\circ/238^\circ$) Σχ. 120. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



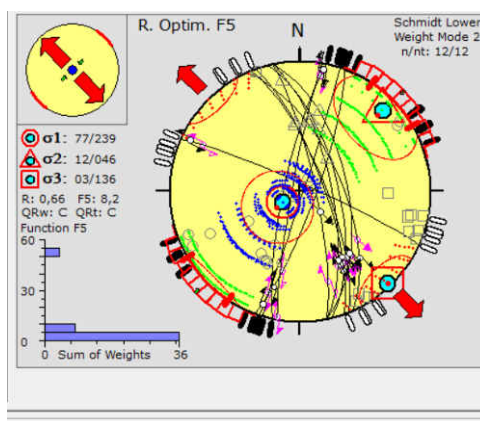
Σχ. 120: Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNΔ ($06^\circ/188^\circ$) Σχ. 121. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



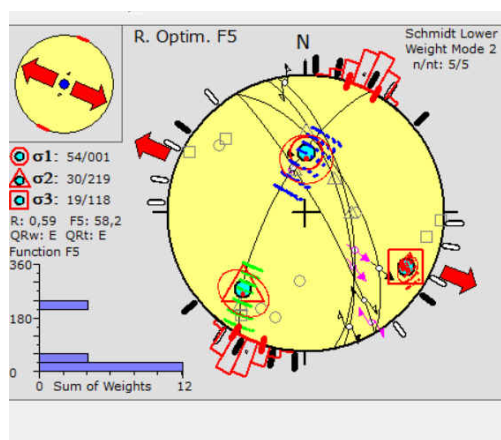
Σχ. 121. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως συμπιεστικός με τον σ_1 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($03^\circ/136^\circ$) Σχ. 122. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 122. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση $\Delta\text{BD-ANA}$ ($19^\circ/118^\circ$) Σχ. 123. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



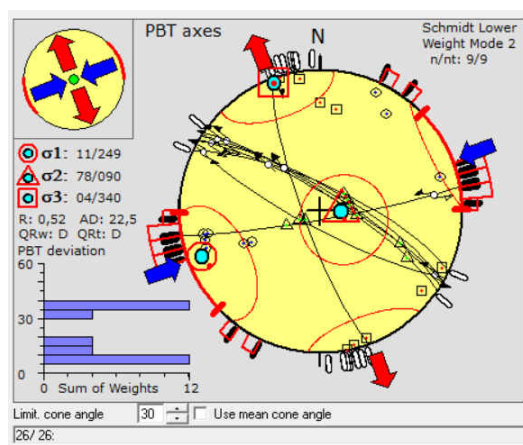
Σχ. 123. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

6.3.9 Περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών

Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο

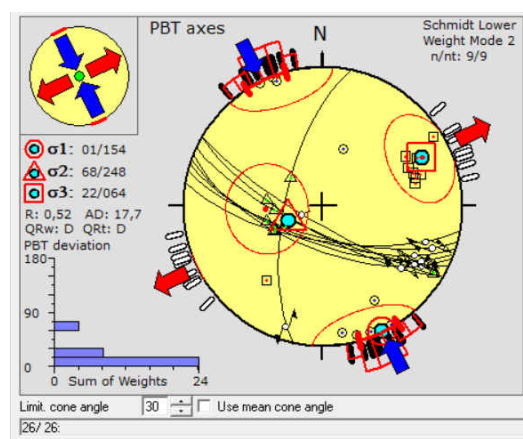
και για αυτό το λόγο έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται τρεις διαφορετικές τεκτονικές φάσεις:

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($04^\circ/340^\circ$) Σχ. 124. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 124. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

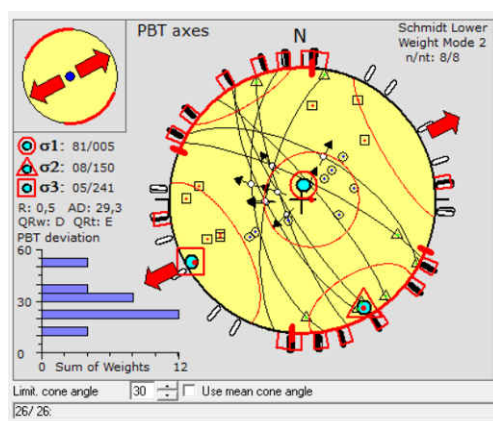
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ ($22^\circ/064^\circ$) Σχ. 125. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 125. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω

τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

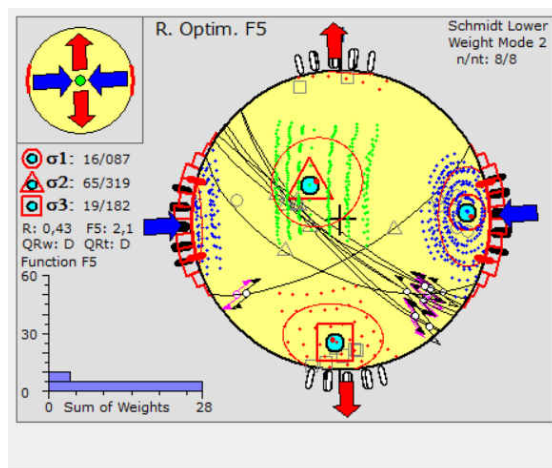
Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ABA-ΔΝΔ ($05^\circ/241^\circ$) Σχ. 126. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 126. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

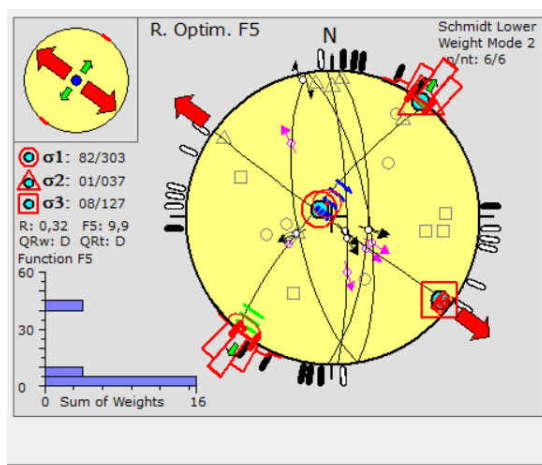
Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των διέδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή της Βρίσας, τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNΔ ($19^\circ/182^\circ$) Σχ. 127. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



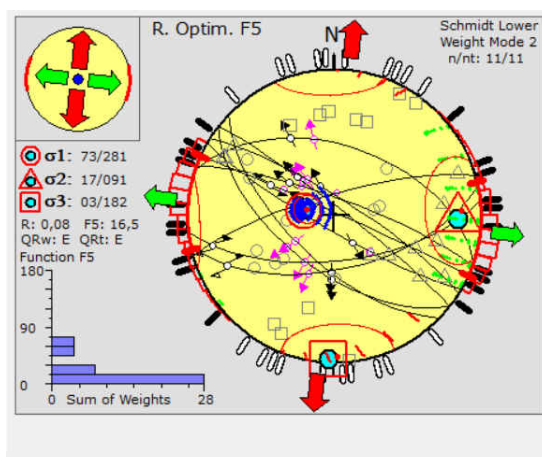
Σχ. 127. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($08^\circ/127^\circ$) Σχ. 128. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 128. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ ($03^\circ/182^\circ$) Σχ. 129. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).

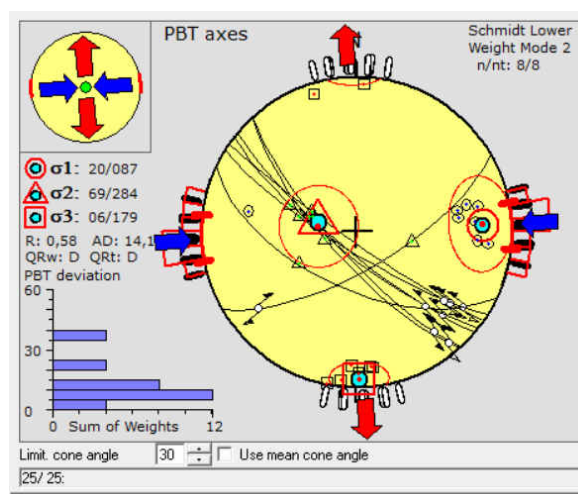


Σχ. 129. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διεδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

6.3.10 Περιοχή Ερεσού

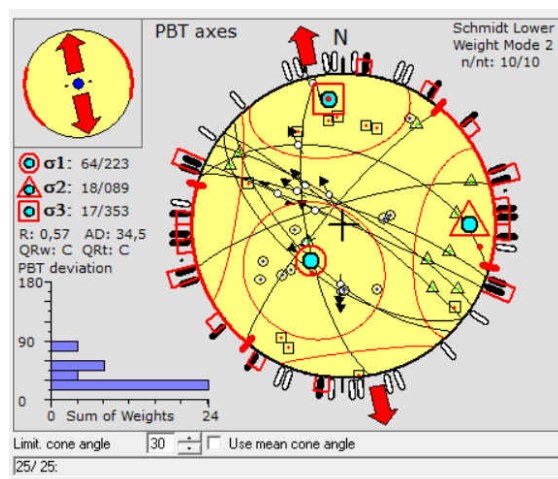
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγω έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής τεκτονικές φάσεις:

Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBD-NNA ($06^\circ/179^\circ$) Σχ. 130. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



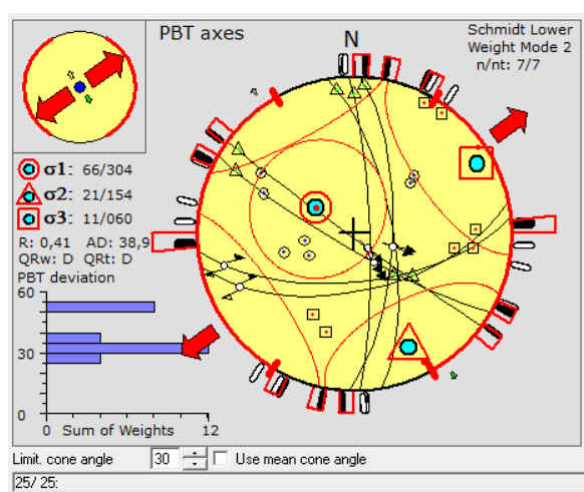
Σχ. 130. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBD-NNA ($17^\circ/353^\circ$) Σχ. 131. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 131: Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

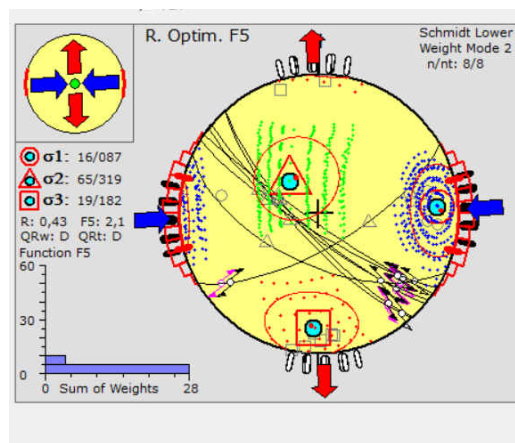
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ ($11^\circ/060^\circ$) Σχ. 132. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 132: Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τον σ_2 .

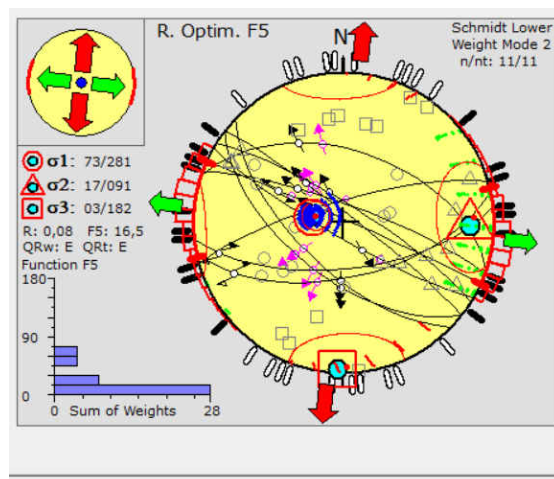
Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των διέδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή της Ερεσού, τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNΔ ($33^\circ/182^\circ$) Σχ. 133. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



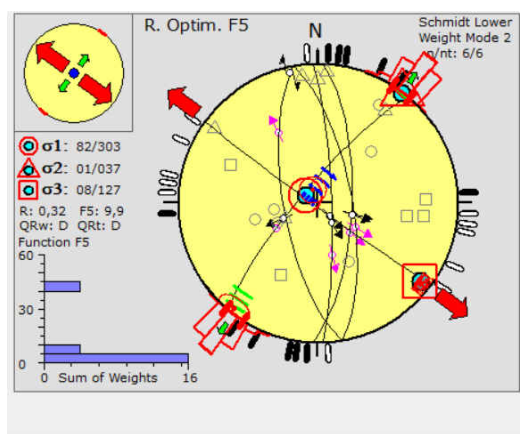
Σχ. 133. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNΔ ($03^\circ/182^\circ$) Σχ. 134. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 134. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($08^\circ/127^\circ$) Σχ. 135 . Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).

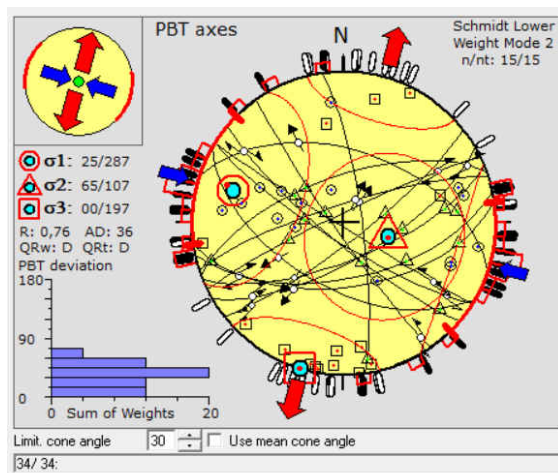


Σχ. 135. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

6.3.11 Περιοχή Μεσότοπου

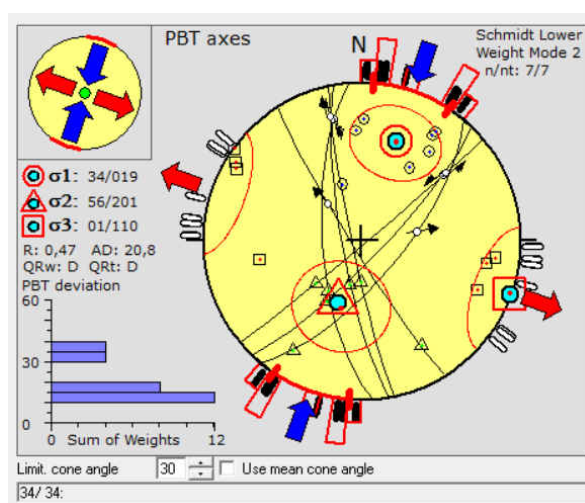
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγω έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής τεκτονικές φάσεις:

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ ($00^\circ/197^\circ$) Σχ. 136. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



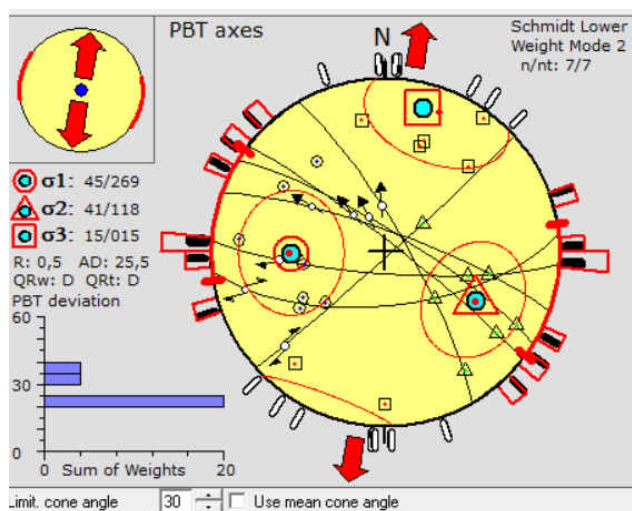
Σχ. 136. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ($01^0/110^0$) Σχ. 137. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



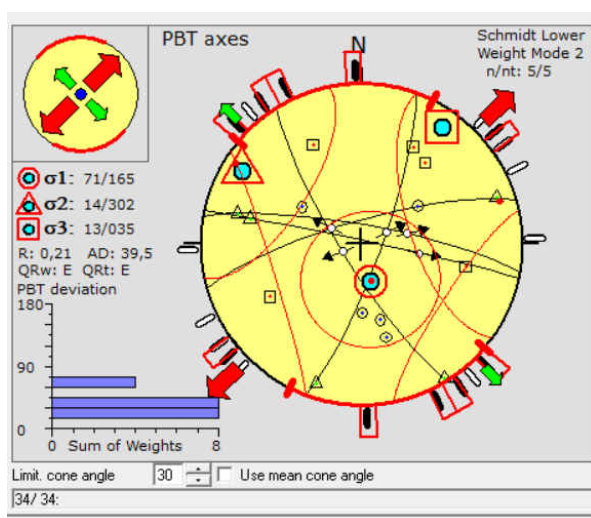
Σχ. 137: Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ ($15^0/015^0$) Σχ. 138. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 138: Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-ND ($13^\circ/035^\circ$) Σχ. 139. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).

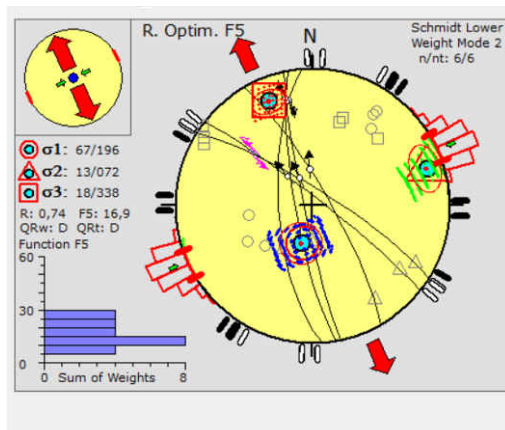


Σχ. 139. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τον σ_2 .

Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των δίδεδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα

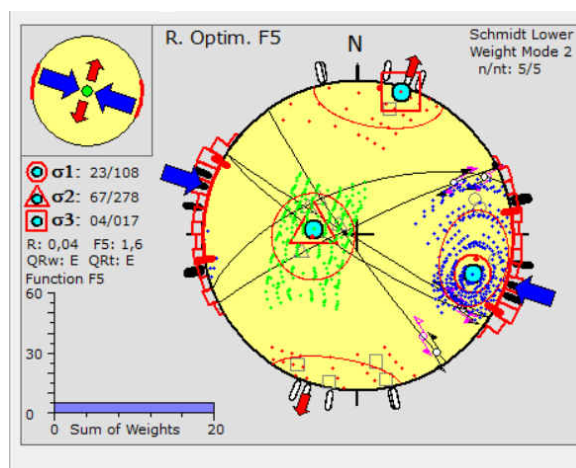
Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή του Μεσότοπου τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBD-NNA ($18^0/338^0$) Σχ. 140. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 140. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_2 .

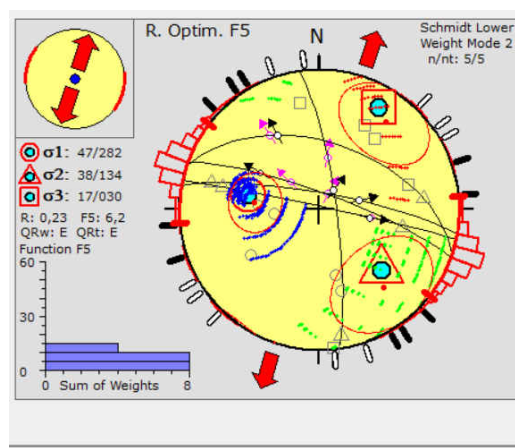
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNΔ ($04^0/017^0$) Σχ. 141. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 141. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και

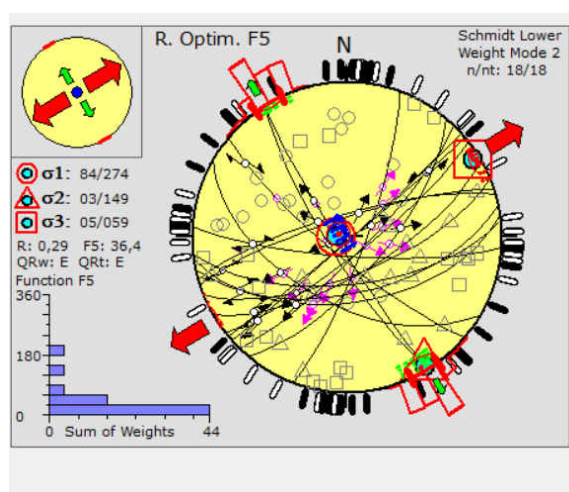
κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNΔ ($17^\circ/030^\circ$) Σχ. 142. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 142. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ABA-ΔΝΔ ($05^\circ/059^\circ$) Σχ. 143. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



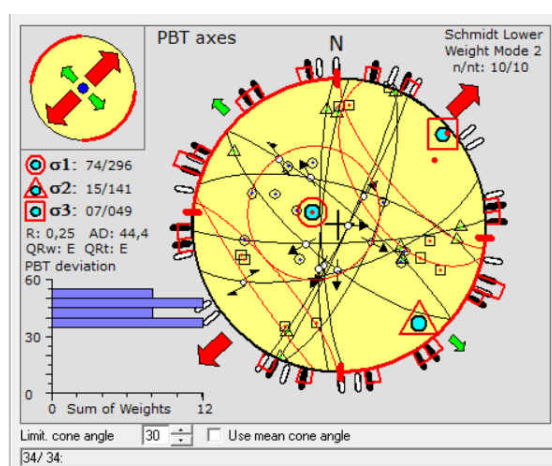
Σχ. 143. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και

κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

6.3.12 Περιοχή Αγρα-Παράκοιλα

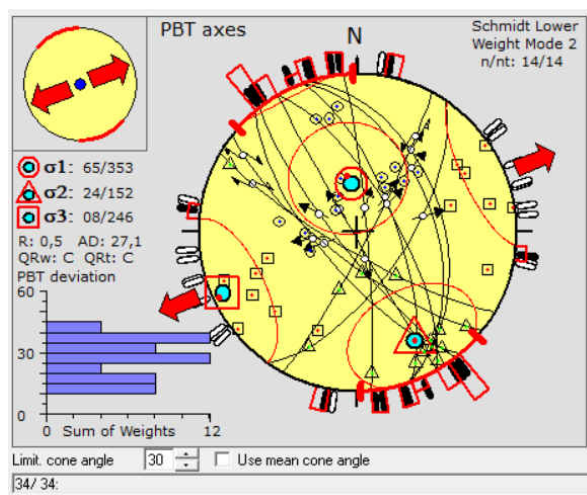
Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων με την PBT μέθοδο φαίνεται ότι το ίδιο πεδίο τάσης δεν είναι δυνατό να ικανοποιεί όλα τις μετρήσεις που συλλέχθηκαν στην ύπαιθρο και για αυτό το λόγω έλαβε χώρα η διαδικασία του διαχωρισμού τους, με βάση τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων της τάσης, όπως προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα. Έχοντας ως βάση τα κριτήρια που θέτει η μεθοδολογία του προγράμματος Win Tensor (Delvaux & Sperner, 2003), διακρίνονται οι εξής τεκτονικές φάσεις:

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NA ($07^\circ/141^\circ$) Σχ. 144. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



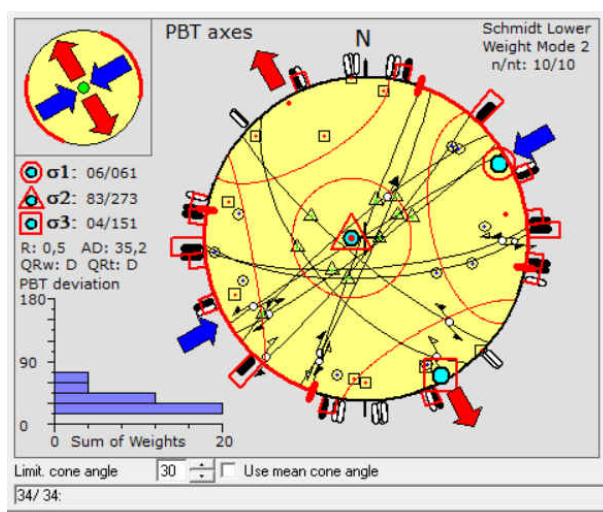
Σχ. 144. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τον σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ABA-ΔNA ($08^\circ/246^\circ$) Σχ. 145. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως εφελκυστικό.



Σχ. 145. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($04^\circ/151^\circ$) Σχ. 146. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.

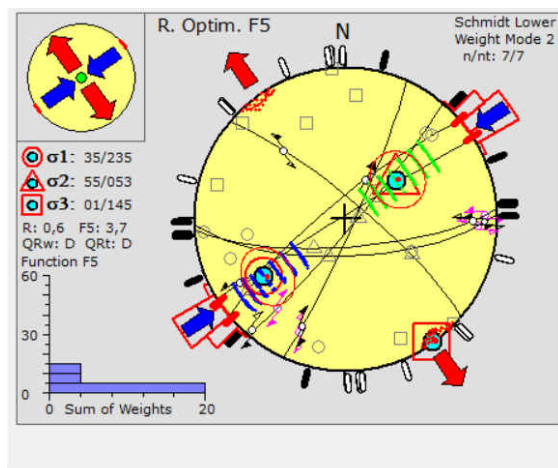


Σχ. 146. Η μέθοδος της PBT ανάλυσης η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τον σ_1 .

Εν συνεχεία έλαβε χώρα η επεξεργασία των δεδομένων ακολουθώντας την βελτιωμένη μέθοδο των δίδεδρων γωνιών. Αφού έγινε διαχωρισμός των ρηγμάτων, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος Rotational Optimization που προσφέρει το πρόγραμμα

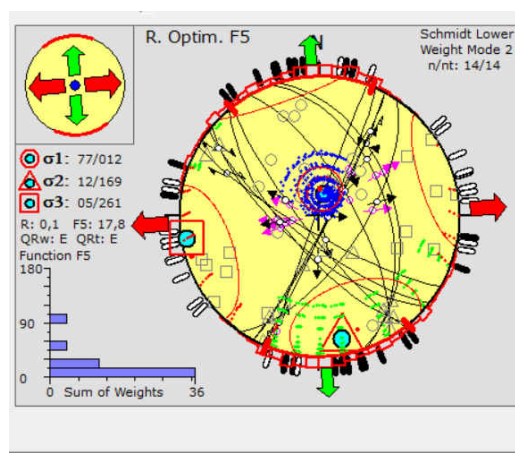
Win Tensor 5.8.9. Παρακάτω παρουσιάζονται για την ευρύτερη περιοχή του Μεσότοπου τα αποτελέσματα της παραπάνω μεθόδου.

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ($01^\circ/145^\circ$) Σχ. 147. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) μπορεί να χαρακτηριστεί το πεδίο ως πλάγιος εφελκυσμός.



Σχ. 147. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με μπλε προς τα μέσα τη διεύθυνση του σ_1 .

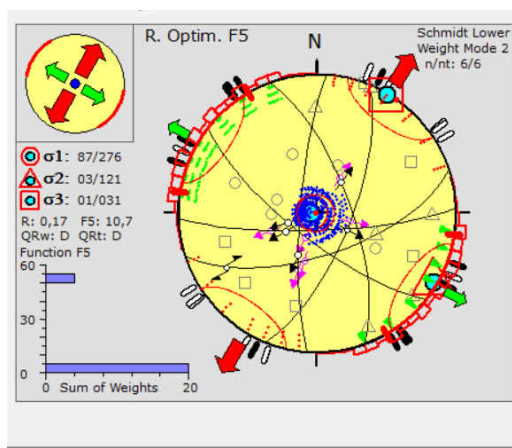
- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ ($05^\circ/261^\circ$) Σχ. 148. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 148. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο

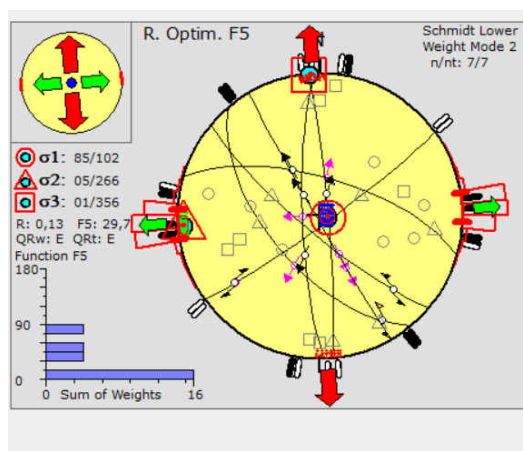
αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BA-NΔ ($01^\circ/031^\circ$) Σχ. 149. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς μ' ένα συμμετρικά ακτινωτό εφελκυσμό (radial extensive).



Σχ. 149. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

- ✓ Μια τεκτονική φάση όπου ο βέλτιστος τανυστής τάσης παρουσιάζεται ως εφελκυστικός με τον σ_3 να έχει διεύθυνση BBA-NNΔ ($01^\circ/356^\circ$) Σχ. 150. Σύμφωνα με τον πίνακα 1 (Delvaux et al. 1997) επικρατεί ένα τασικό καθεστώς με μία κατακόρυφη ακτινωτά συμμετρική συμπίεση (radial extensive).



Σχ. 150. Η βελτιωμένη μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών η οποία υπολογίζει τους κύριους άξονες της τάσης (με κύκλο ο σ_1 , με τρίγωνο ο σ_2 και με τετράγωνο ο σ_3). Στο

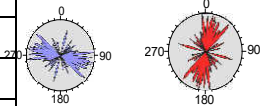
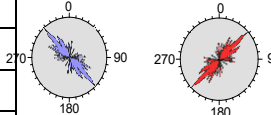
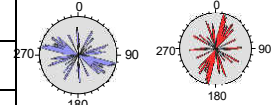
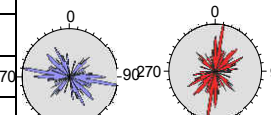
αριστερό πάνω τμήμα δίνεται το πεδίο των τάσεων όπου το τόξο με κόκκινο χρώμα και κατεύθυνση προς τα έξω απεικονίζει τη διεύθυνση του σ_3 και με πράσινο προς τα έξω τη διεύθυνση του σ_2 .

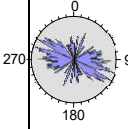
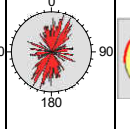
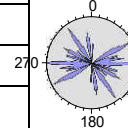
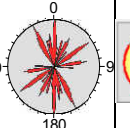
6.4 Διάκριση τεκτονικών φάσεων

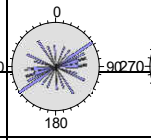
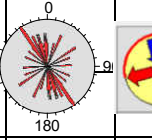
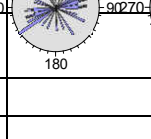
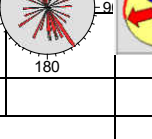
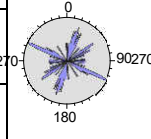
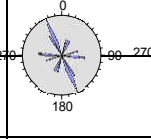
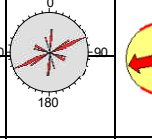
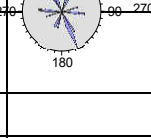
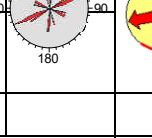
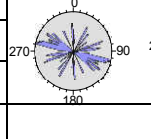
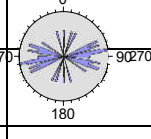
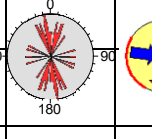
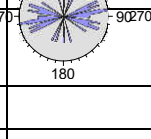
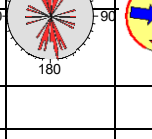
Ο υπολογισμός των τανιστών των τάσεων που έλαβε χώρα στην προηγούμενη παράγραφο, τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο τμήμα της Λέσβου, σε συνδυασμό με τα δεδομένα υπαίθρου, όπως διαφορετικές γενιές τεκτονικών γραμμώσεων, ελήφθησαν υπόψιν για το διαχωρισμό των νεοτεκτονικών φάσεων.

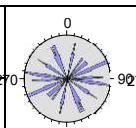
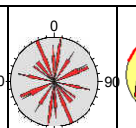
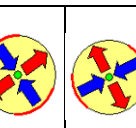
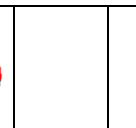
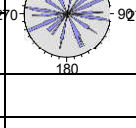
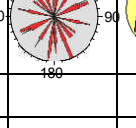
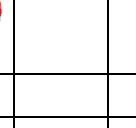
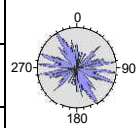
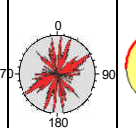
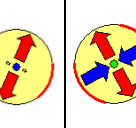
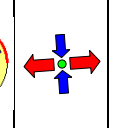
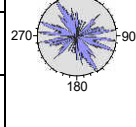
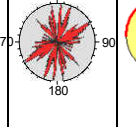
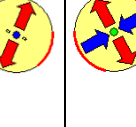
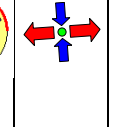
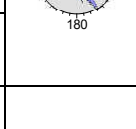
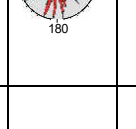
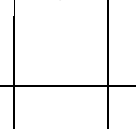
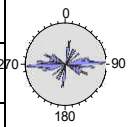
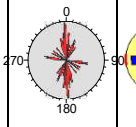
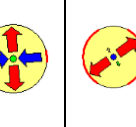
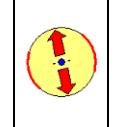
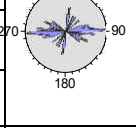
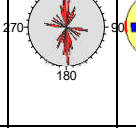
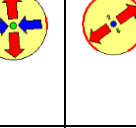
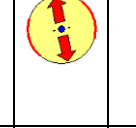
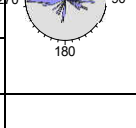
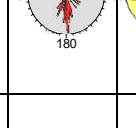
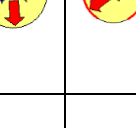
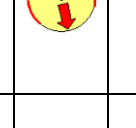
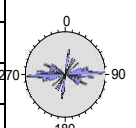
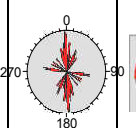
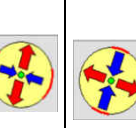
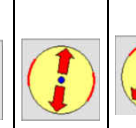
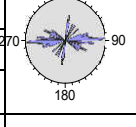
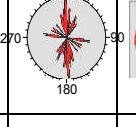
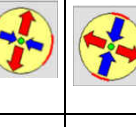
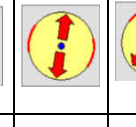
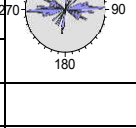
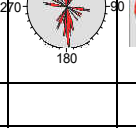
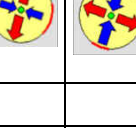
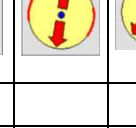
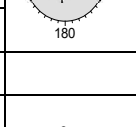
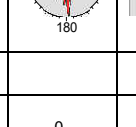
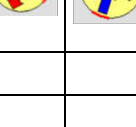
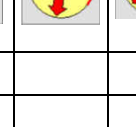
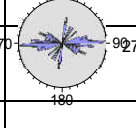
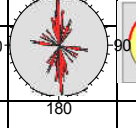
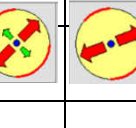
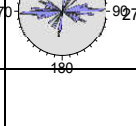
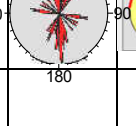
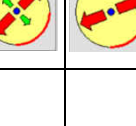
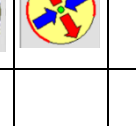
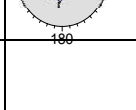
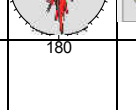
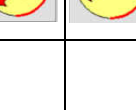
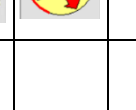
Παρακάτω δίνεται ένα συγκεντρωτικός πίνακας Πίν. 1, ο οποίος παραθέτει τους υπολογισμένους κύριους άξονες των τάσεων σ_1 , σ_2 , σ_3 καθώς και τον λόγο R , που αποτελεί το ελλειψοειδές της παραμόρφωσης. Στον πίνακα επίσης δίνεται με n ο αριθμός των ρηγμάτων που χρησιμοποιούνται κάθε φορά και η μέγιστη γωνία απόκλισης (Ang) μεταξύ της γράμμωσης που μετρήθηκε στην ύπαιθρο με την υπολογισμένη από το πρόγραμμα διεύθυνση της τάσης. Επίσης δίνεται η ποιότητα των αποτελεσμάτων του τανυστή (A, B, C, D, E) όπως αυτή περιγράφεται από τους Delvaux and Sperner, 2003.

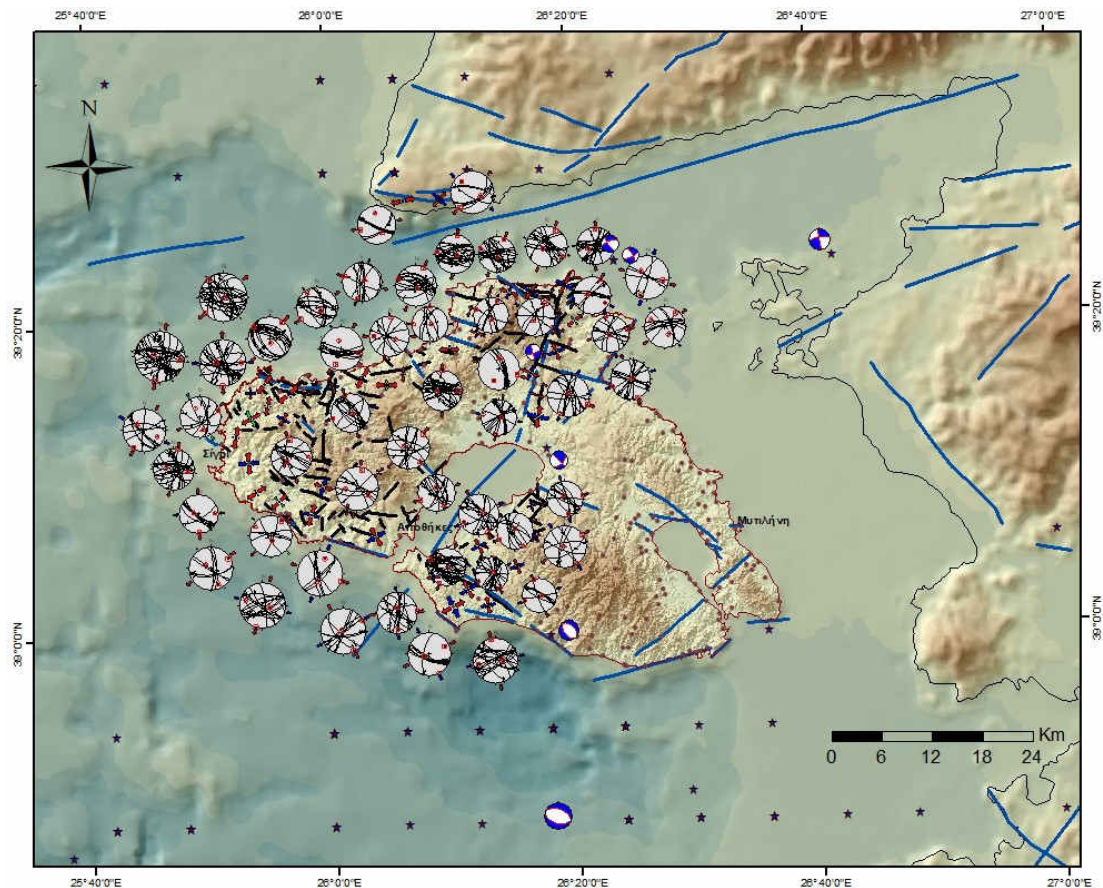
Συνολικά έγινε συλλογή από 625 ρήγματα με τις αποτυπωμένες γραμμώσεις ολίσθησης σε περισσότερες από 50 θέσεις τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο τμήμα του νησιού, καθώς επίσης και στο δυτικό τμήμα της χερσονήσου Biga. Τα ρήγματα αυτά με τις συνοδευόμενες γραμμώσεις ολίσθησης, μετά την επεξεργασία τους στο πρόγραμμα WinTensor, δημιούργησαν 50 τανυστές τάσης με τη βοήθεια της μεθόδου PBT αξόνων.

ΘΕΣΗ	σ1		σ2		σ3		R	n	AnG	QRt	Ροδοδιαγραμμα		Stress tensor
	Γ/Κλ	Παρ	Γ/Κλ	Παρ	Γ/Κλ	Παρ					σ1	σ3	
Σίγρι	52	329	37	169	10	71	0,08	7	34,7	D			
Σίγρι	23	90	67	272	1	180	0,61	19	29	B			
Σίγρι	34	117	55	310	6	211	0,5	9	29,2	D			
Σίγρι	69	284	21	101	1	191	0,84	25	39,9	D			
Γαβαθά	7	253	82	98	3	343	0,5	15	37,2	D			
Γαβαθά	18	325	72	134	3	234	0,95	15	34,3	C			
Γαβαθά	75	166	12	305	10	37	0,5	21	13,7	B			
Γαβαθά	86	112	2	319	2	229	0,73	27	33,3	C			
Βατούσα	59	340	17	102	25	201	0,53	9	14,7	D			
Βατούσα	69	265	21	92	2	1	0,55	26	34,5	C			
Βατούσα	63	114	9	5	25	271	0,86	8	37,8	D			
Πέτρα-Στύψη	81	92	0	360	9	270	0,38	6	33,5	D			
Πέτρα-Στύψη	79	161	7	292	8	23	0,5	17	28,9	B			
Πέτρα-Στύψη	12	197	76	46	7	288	0,83	8	38,2	D			
Πέτρα-Στύψη	79	117	10	276	4	7	0,5	21	24,9	B			

Θερμά Λουτρά- Άργεννος- Λεπέτυμνος- Συκαμινιά	77	177	5	292	11	23	0,53	25	33,1	C						
Θερμά Λουτρά- Άργεννος- Λεπέτυμνος- Συκαμινιά	19	23	69	174	10	290	0,76	7	36,9	D						
Θερμά Λουτρά- Άργεννος- Λεπέτυμνος- Συκαμινιά	1	123	73	218	17	33	0,55	8	34,1	D						
Θερμά Λουτρά- Άργεννος- Λεπέτυμνος- Συκαμινιά	73	240	8	121	15	29	0,26	18	0,26	C						
Κλειώ-Κάπη	32	96	56	254	10	359	0,9	23	38,8	D						
Κλειώ-Κάπη	22	120	67	286	5	28	0,5	7	22,8	D						
Κλειώ-Κάπη	17	201	56	318	29	101	0,5	6	38,5	D						
Κλειώ-Κάπη	58	158	26	298	18	37	0,27	10	38,1	D						

Νάπη	4	346	83	224	6	76	0,5	9	35,7	D						
Νάπη	3	250	86	47	1	159	0,5	13	14	C						
Αγία Παρασκευή	40	204	48	4	10	105	0,51	7	7,4	D						
Αγία Παρασκευή	8	204	82	15	1	114	0,63	11	33,1	C						
Αγία Παρασκευή	12	284	77	83	5	193	0,5	15	16,8	B						
Edremit	39	353	48	147	13	252	0,38	9	27,7	D						
Edremit	31	315	57	114	10	219	0,55	7	37	D						
Βατερρά_1	11	249	78	90	4	340	0,52	9	22,5	D						
Βατερρά_1	1	154	68	248	22	64	0,52	9	17,7	D						
Βατερρά_1	81	5	8	150	5	241	0,5	8	29,3	D						
Βατερρά_2	30	277	60	97	0	187	0,5	10	25,4	C						
Βατερρά_2	17	246	70	97	10	339	0,74	9	35,6	D						

Βασιλικά	6	146	83	295	3	56	0,5	8	30,8	D							
Βασιλικά	19	243	71	62	0	153	0,5	12	23,5	C							
Δ_Πολιχνίτου	80	93	9	294	4	204	0,43	32	24,5	B							
Δ_Πολιχνίτου	10	241	80	49	2	151	0,5	16	31,7	C							
Δ_Πολιχνίτου	21	177	69	354	1	86	0,74	13	40	D							
Ερεσός	20	87	69	284	6	179	0,58	8	14,1	D							
Ερεσός	66	304	21	154	11	60	0,41	7	38,9	D							
Ερεσός	64	223	18	89	17	353	0,57	8	34,5	C							
Μεσότοπος	25	287	65	107	0	197	0,76	15	36	D							
Μεσότοπος	34	19	56	201	1	110	0,47	7	20,8	D							
Μεσότοπος	45	269	41	118	15	15	0,5	7	25,5	D							
Μεσότοπος	71	165	14	302	13	35	0,21	5	39,5	E							
Άγρα-Παράκοιλα	74	296	15	141	7	49	0,25	10	40	E							
Άγρα-Παράκοιλα	65	353	24	152	8	246	0,5	14	27,1	C							
Άγρα-Παράκοιλα	6	61	83	273	4	151	0,5	10	35,2	D							



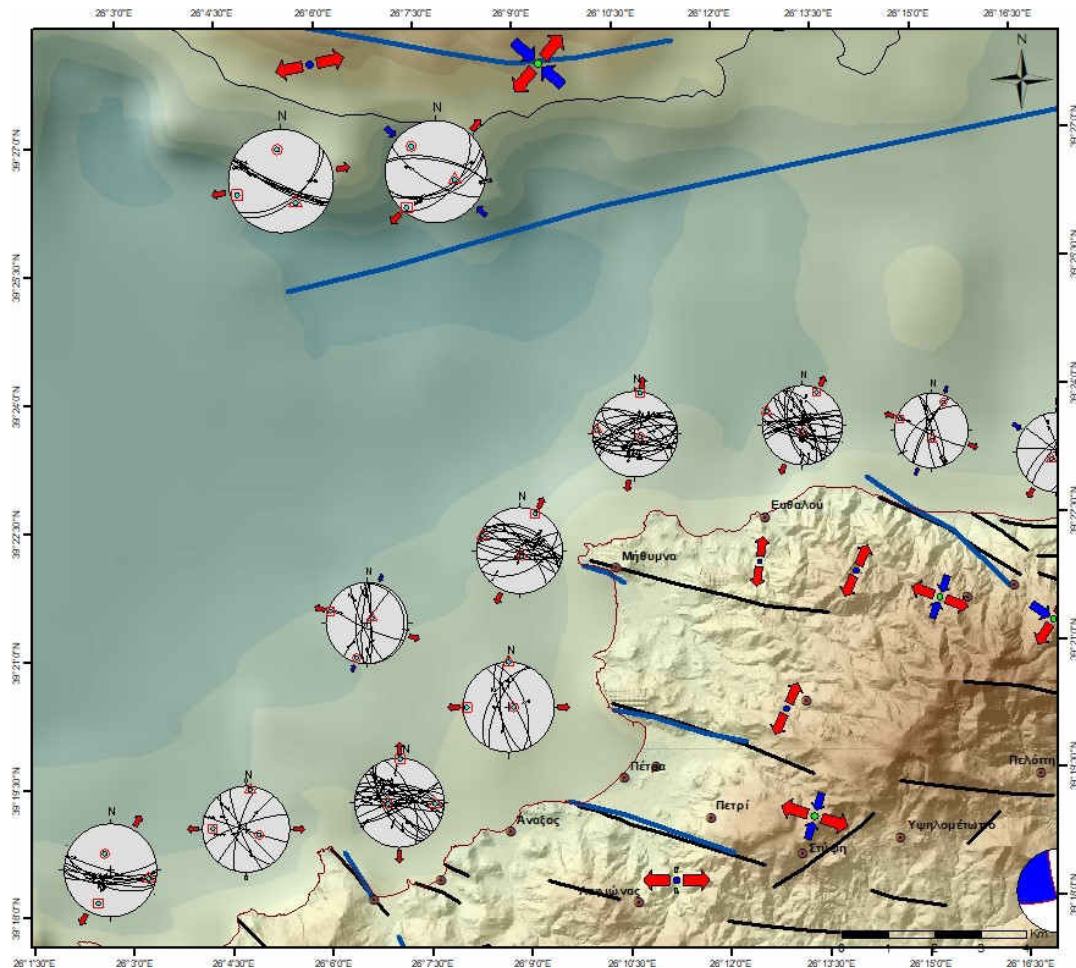
Σχ. 151. Χάρτης της Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής του Αδριαμντίου όπου απεικονίζονται οι στερεογραφικές προβολές των ρηγμάτων, από την επεξεργασία των οποίων προέκυψαν οι τανυστές τάσης (Wintensor)

Με βάση τη στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων της μεθόδου PBT αξόνων, συμπεραίνουμε τα εξής:

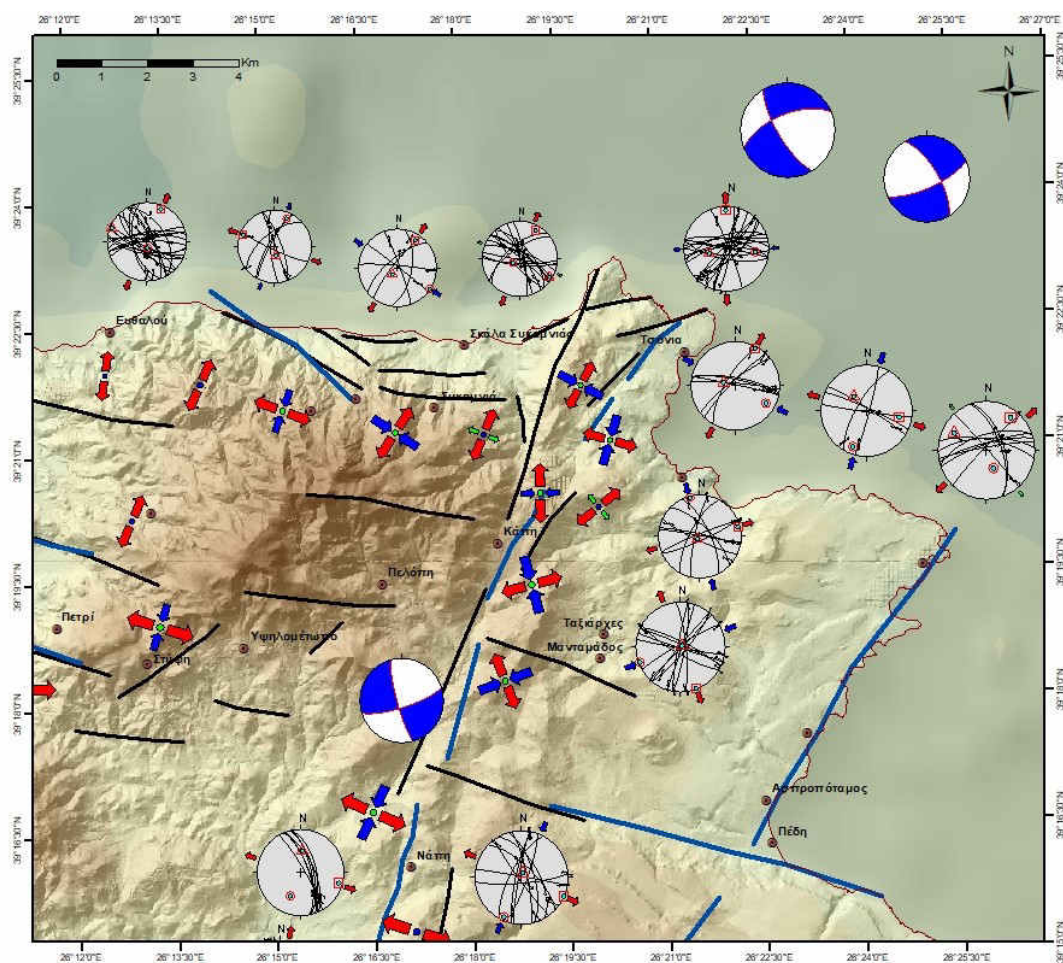
- Στο βόρειο τμήμα του νησιού 13 τανυστές τάσης παρουσιάζουν διεύθυνση εφελκυσμού από BBA-NNΔ έως BA-NΔ, 3 τανυστές παρουσιάζουν εφελκυσμό και στις δύο διευθύνσεις BA-NΔ και ΒΔ-NA, 3 τανυστές τάσης διεύθυνση εφελκυσμού B-N, 6 τανυστές τάσης με διεύθυνση από BBA-NNΔ έως ΒΔ-NA και τέλος 6 τανυστές τάσης με διεύθυνση εφελκυσμού Α-Δ. Αξίζει επίσης να σημειωθεί ότι 9 τανυστές τάσης παρουσιάζουν ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης, καθιστώντας έτσι το πεδίο μεταξύ του εφελκυσμού και της οριζόντιας μετατόπισης πεδίο πλάγιος εφελκυσμός, ενώ άλλοι 6 τανυστές παρουσιάζουν ασθενέστερη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης.
- Στο νότιο τμήμα του νησιού 4 τανυστές τάσης παρουσιάζουν διεύθυνση εφελκυσμού από BBA-NNΔ έως BA-NΔ, 3 τανυστές παρουσιάζουν εφελκυσμό και στις δύο διευθύνσεις BA-NΔ και ΒΔ-NA, 4 τανυστές τάσης διεύθυνση εφελκυσμού B-N, 7 τανυστές τάσης με διεύθυνση από BBA-NNΔ έως ΒΔ-NA και τέλος 2 τανυστές τάσης με διεύθυνση εφελκυσμού Α-Δ. Αξίζει επίσης να σημειωθεί ότι 2 τανυστές τάσης παρουσιάζουν ισχυρή συνιστώσα

οριζόντιας μετατόπισης, καθιστώντας έτσι το πεδίο μεταξύ του εφελκυσμού και της οριζόντιας μετατόπισης πεδίο πλάγιος εφελκυσμός, ενώ άλλοι 4 τανυστές παρουσιάζουν ασθενέστερη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης.

Παρακάτω παρουσιάζονται οι τανυστές τάσης που υπολογίστηκαν ανά περιοχή τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο τμήμα της Λέσβου



Σχ. 152. Χάρτης του κόλπου του Αδραμυτίου και της Βόρειας Λέσβου με τους τανυστές τάσης, όπου με διπλής διεύθυνσης τόξο και κόκκινο χρώμα απεικονίζεται ο σ_3 , με μπλε ο σ_1 και με πράσινο ο σ_2 , όπως προέκυψαν μετά την επεξεργασία των ρηγμάτων στο Wintensor (στερεογραφικές προβολές)

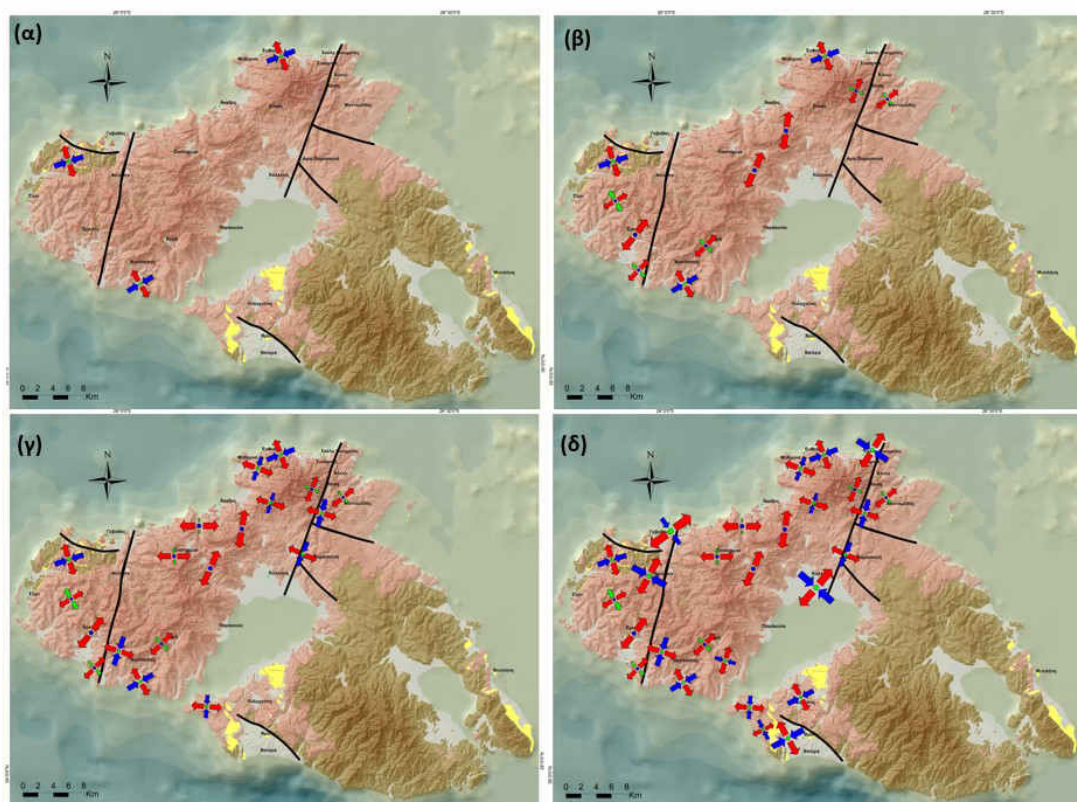


Σχ. 153 Χάρτης του κόλπου του ΒΑ τμήματος της Λέσβου με τους τανυστές τάσης, όπου με διπλής διεύθυνσης τόξο και κόκκινο χρώμα απεικονίζεται ο σ_3 , με μπλε ο σ_1 και με πράσινο ο σ_2 , όπως προέκυψαν μετά την επεξεργασία των ρηγμάτων στο Wintensor (στερεογραφικές προβολές)

Με βάση τους τανυστές τάσης που προέκυψαν, για την περιοχή της Λέσβου και του Αδραμυτίου, διαπιστώθηκε ότι στο βόρειο τμήμα της Λέσβου επικρατεί εφελκυσμός με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ ο οποίος είναι σύμφωνος και τη δράση των κανονικών ρηγμάτων της περιοχής τα οποία εμφανίζουν ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης. Στο νότιο τμήμα του νησιού επικρατεί εφελκυσμός τόσο με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΑ έως ΒΔ-ΝΑ όσο και με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Με βάση τόσο τα δεδομένα υπαίθρου όσο και τα στοιχεία που προέκυψαν από την επεξεργασία τους με το πρόγραμμα Wintensor, διαχωρίστηκαν οι εξής τεκτονικές φάσεις, από την παλαιότερη προς τη νεώτερη (Σχ. 154):

- ✓ (N1): ένα εφελκυστικό πεδίο με δ/νη ΒΔ-ΝΑ και με τον σ_1 σε ΒΑ-ΝΔ δ/νη που δημιούργησε αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με δ/νη ΒΒΑ-ΝΝΑ
- ✓ (N2): ένα εφελκυστικό πεδίο από ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΑ-ΝΔ

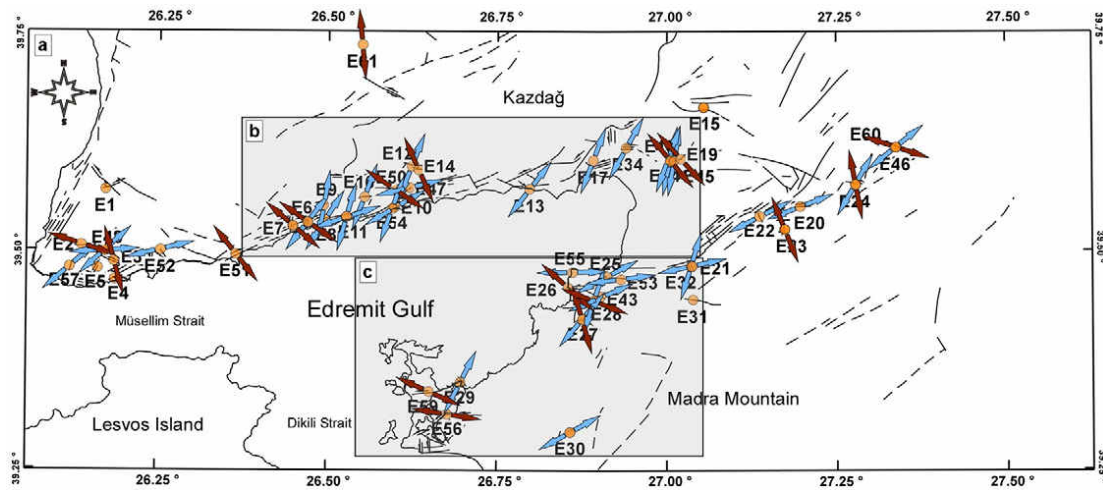
- ✓ (N3): ένα εφελκυστικό πεδίο με δ/νση ΔΒΔ-ΑΝΑ και με τον σ1 ΒΒΑ-ΝΝΔ, το οποίο δημιουργεί ρήγματα από ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ, πλαγιοκανονικά με σημαντικότερη τη dip slip κίνηση
- ✓ (N4): Από το Πλειστόκαινο το εφελκυστικό πεδίο έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, με τον σ1 να έχει δ/νση ΒΔ-ΝΑ, ιδιαίτερα στις βόρειες ακτές. Στις νότιες ακτές και μέχρι τα Βατερά φαίνεται να υπερισχύει ένας ΒΔ-ΝΑ εφελκυσμός, με τον σ1 να έχει δ/νση ΒΑ-ΝΔ



Σχ. 154. Οι (4) τεκτονικές φάσεις οι οποίες προέκυψαν μετά την επεξεργασία των δεδομένων υπαίθρου στο νησί της Λέσβου, όπου: (α) το παλιότερο τεκτονικό γεγονός (N1), (β) η αμέσως επόμενη φάση (N2), (γ) η φάση (N3) και τέλος στο (δ) η νεότερη φάση (N4)

Προκειμένου να συγκρίνουμε το πεδίο των τάσεων που επικρατεί στη Λέσβο με την περιοχή του Αδραμυτίου, παρακάτω παραθέτουμε τον χάρτη Σχ. 155 από την παραπάνω περιοχή. Στον χάρτη αυτόν κυριαρχούν δύο κύριες διευθύνσεις εφελκυσμού, όπως αυτός προέκυψε από τους Güreer O. et al., 2016.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη μελέτη του πεδίου των τάσεων στην περιοχή της Λέσβου, βρίσκονται σε πολύ καλή ταύτιση με τα αποτελέσματα που δίνουν οι Güreer O. et al., 2016 για την λεκάνη του Αδραμυτίου.



Σχ. 155 Χάρτης που απεικονίζει τις δύο διαφορετικές διευθύνσεις εφελκυσμού, όπως προέκυψε μετά την αναστροφή του πεδίου των τάσεων από την επεξεργασία των ρηγμάτων στο Wintensor, με μπλε η ΒΑ-ΝΔ και με κόκκινο ΒΔ-ΝΑ (Gürer O. et al., 2016)

7 ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

7.1 Γενικά

Η επιστημονική μελέτη της προέλευσης και της ανάπτυξης τόσο των τοπογραφικών όσο και των βαθυμετρικών χαρακτηριστικών που δημιουργούνται κοντά στην επιφάνεια της Γης εξαιτίας φυσικών, χημικών ή βιολογικών χαρακτηριστικών, αποτελεί το αντικείμενο της Γεωμορφολογίας. Η τεκτονική δραστηριότητα αποτελεί επίσης σημαντικό παράγοντα στη διαμόρφωση του μορφοαναγλύφου μιας περιοχής δημιουργώντας έτσι έναν ιδιαίτερο κλάδο της Γεωμορφολογίας που ονομάζεται Τεκτονική Γεωμορφολογία (Keller and Pinter, 2002).

Προκειμένου να εκτιμηθεί το ποσοστό της επίδρασης της τεκτονικής στη διαμόρφωση του μορφοαναγλύφου γίνεται χρήση ποσοτικών γεωμορφολογικών δεικτών – παραμέτρων. Οι γεωμορφολογικοί δείκτες μπορούν να ποσοτικοποιήσουν την λιθολογία, την τεκτονική και τη διάβρωση στη δημιουργία ενός συγκεκριμένου ανάγλυφου, καθιστώντας τους έτσι πολύ σημαντικά εργαλεία στην έρευνα της Νεοτεκτονικής. Η εφαρμογή τους γίνεται σε περιοχές που παρουσιάζουν σαφείς διαφορές ανάγλυφου. Η ερμηνεία τους στηρίζεται στο συσχετισμό μεταξύ τους και λαμβάνοντας υπόψη την ευρύτερη γεωλογική δομή μιας περιοχής. Επίσης η μελέτη τους μπορεί να αποτελέσει βασική πηγή πληροφόρησης στην εξέταση της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής.

Οι μορφοτεκτονικοί δείκτες που εφαρμόστηκαν στην περιοχή μελέτης είναι οι εξής:

- ✓ Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)
- ✓ Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)
- ✓ Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)
- ✓ Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, Smf)

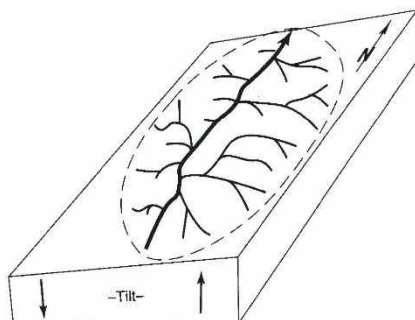
7.1.1 Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)

Ο παράγοντας ασυμμετρίας είναι το επί τοις εκατό ποσοστό της επιφάνειας που καταλαμβάνει το τμήμα της λεκάνης που βρίσκεται δεξιά από τον κύριο κλάδο του ποταμού ή ρέματος (ως προς τα κατάντη), προς όλη την επιφάνεια της λεκάνης (Hare & Gardner 1985, Cox 1994, Keller & Pinter 1996, 2003)

$$AF = \frac{A_r}{A_t} * 100$$

όπου A_r το εμβαδό του δεξιού τμήματος της λεκάνης (κοιτάζοντας προς τα κατάντη) και A_t το συνολικό εμβαδό της λεκάνης.

Η σημασία του παράγοντα ασυμμετρίας είναι ότι μας δείχνει αν υπάρχει τεκτονική περιστροφή ή κλίση (tilting) σε μια λεκάνη ή στην ευρύτερη περιοχή. Αν σε μια λεκάνη δεν υπάρχει περιστροφή τότε η τιμή του παράγοντα ασυμμετρίας θα είναι 50, αφού το ποτάμι ανεπηρέαστο θα διασχίζει τη λεκάνη στο μέσο της χωρίζοντάς την ισομερώς. Για τιμές μεγαλύτερες του 50 τότε η λεκάνη περιστρέφεται προς τα αριστερά κοιτώντας προς τα κατόντη. Τα αποτελέσματα της μεθόδου αντανakλούν τεκτονικές διεργασίες όταν οι λιθολογικοί παράγοντες (πετρώματα, κλίσεις στρωμάτων κλπ.) και το τοπικό κλίμα δεν μεταβάλλονται.



Σχ. 155. Ασυμμετρία λεκάνης και κλίση τεκτονικού τεμάχους (Keller & Pinter 1996).

Στο παράδειγμα του παραπάνω σχήματος φαίνεται ότι ο κύριος ποταμός ρέει προς τα βόρεια και η τεκτονική περιστροφή είναι προς τα δυτικά, άρα οι παραπόταμοι στη δεξιά πλευρά του κύριου ποταμού είναι μεγαλύτεροι σε μήκος σε σχέση με αυτούς στην αριστερή πλευρά. Άρα ο AF θα είναι μεγαλύτερος από 50.

7.1.2 Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)

Το υψομετρικό ολοκλήρωμα, αποτελεί την απλουστευμένη μαθηματική διατύπωση της κατανομής των υψών της λεκάνης σε διάγραμμα, της λεγόμενης υψομετρικής καμπύλης, η οποία εκφράζει το εμβαδό της. Μπορεί να υπολογιστεί όμως και από τον τύπο (Strahler 1952, Pike & Wilson 1971, Keller & Pinter 1996, 2003):

$$Hi = \frac{\text{μέσο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}{\text{μέγιστο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}$$

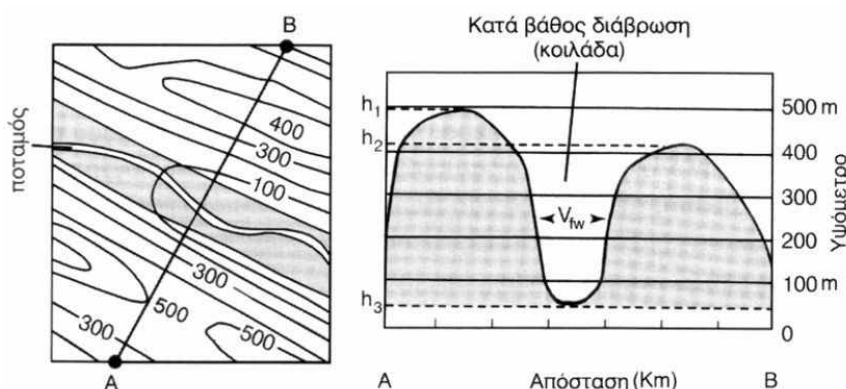
Οι υψηλές τιμές του ολοκληρώματος αντιπροσωπεύουν υψηλή τοπογραφία σε σχέση με τη μέση τιμή υψόμετρου της περιοχής, όπως συμβαίνει σε περιοχές με ομαλό ανάγλυφο που κόβονται από βαθιές και απότομες κοιλάδες (χαράδρες), ενώ οι χαμηλές τιμές σχετίζονται με περισσότερο ομαλές περιοχές. Το υψομετρικό ολοκλήρωμα αποτελεί και δείκτη για τα στάδια εξέλιξης μιας κοιλάδας. Υψηλές τιμές δείχνουν ότι η κοιλάδα βρίσκεται σε στάδιο νεότητας, ενδιάμεσες σε στάδιο ωρίμανσης, ενώ το στάδιο γήρανσης δεν προκαλεί περαιτέρω αλλαγές στη τιμή του ολοκληρώματος. Άρα λοιπόν έμμεσα μπορεί να γίνει διαχωρισμός τεκτονικά ενεργών και ανενεργών περιοχών.

7.1.3 Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)

Ο δείκτης του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος προκύπτει από τη δημιουργία τοπογραφικής τομής εγκάρσια στο μήκος ενός ποταμού ή ρέματος και από τον υπολογισμό της σχέσης (Bull 1977, 1978, Keller & Pinter 1996, 2003):

$$V_f = \frac{2\Pi}{(h_1 - h_3) + (h_2 - h_3)}$$

όπου Π είναι το πλάτος της κοιλάδας, h_1 και h_2 τα υψόμετρα του υδροκρίτη εκατέρωθεν της κοίτης και h_3 η τοπογραφική διαφορά της κοιλάδας.



Σχ. 156. Στο αριστερό τμήμα του σχήματος απεικονίζεται τμήμα τοπογραφικού χάρτη βαθειάς κοιλάδας με τη θέση μιας εγκάρσιας τομής, ενώ στο δεξί τμήμα του σχήματος δίνεται η τοπογραφική τομή AB (Keller & Pinter 1996 τροποποιημένο από Παυλίδη 2003).

Από τα αποτελέσματα του δείκτη μπορούν να διαφοροποιηθούν τα πλατιά σε σχήμα φαράγγια (canyons) τα οποία παρουσιάζουν σχετικά υψηλές τιμές, από τις κοιλάδες σχήματος V που παρουσιάζουν τιμές χαμηλότερες. Επίσης, μεγάλες τιμές του λόγου συνδέονται με μικρούς ρυθμούς ανύψωσης (uplift rates) σε αντίθεση με τις μικρές τιμές που αντιπροσωπεύουν απότομες κοιλάδες που συνδέονται συνήθως με ανύψωση (uplift).

Ο υπολογισμός του δείκτη στα ρήγματα της περιοχής μελέτης έγινε σε σημεία των λεκανών που βρίσκονταν σε απόσταση 250 – 500m από το μέτωπο του ρήγματος (Ramírez – Herrera, 1998). Όταν παρουσιάζουν σχετικά χαμηλές τιμές (<1) αποδεικνύεται η έντονη κατά βάθος διάβρωση των ρεμάτων στο ανερχόμενο τέμαχος.

7.1.4 Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, S)

Ο δείκτης της δαντέλωσης αποτυπώνει αριθμητικά τη σχέση μεταξύ των δυνάμεων της διάβρωσης και της τεκτονικής. Όταν τα ρήγματα είναι ενεργά, το ανάγλυφο στους πρόποδες των βουνών παρουσιάζεται ευθύγραμμο και αρκετά επίπεδο χωρίς ιδιαίτερες διαφοροποιήσεις. Αυτό φαίνεται στους τοπογραφικούς χάρτες εύκολα, όταν οι ισοϋψείς είναι αρκετά ευθύγραμμες δημιουργώντας μια ομαλή επιφάνεια. Μετά τη δραστηριοποίηση του ρήγματος, η διάβρωση αρχίζει να επηρεάζει το ομαλό πρηνές

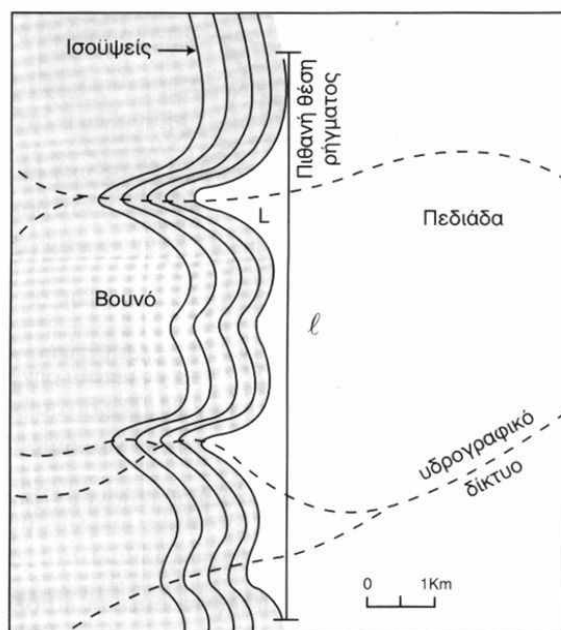
που έχει δημιουργηθεί, σχηματίζοντας συνήθως μικρές εγκάρσιες κοιλάδες. Έτσι η ευθύγραμμη μορφή των ισοϋψών αλλάζει. Όσο το ρήγμα παραμένει αδρανές (μικρή ή μηδενική ανύψωση, μεγάλο διάστημα επαναδραστηριοποίησης) τόσο οι κοιλάδες μεγαλώνουν και βαθαίνουν με αποτέλεσμα οι ισοϋψείς να απέχουν πολύ από την ευθύγραμμη μορφή τους.

Το αποτέλεσμα της παραπάνω διεργασίας μπορεί να εκφραστεί με τον τύπο της δαντέλωσης (Bull W. & McFadden L. 1977, 1978, Keller & Pinter 1996, 2003):

$$S_{mf} \propto \frac{L}{l}$$

όπου L είναι το μήκος μιας χαρακτηριστικής ισοϋψούς στους πρόποδες του βουνού και l είναι το μήκος του ευθύγραμμου τμήματος που συνδέει τα άκρα της ισοϋψούς. Οι μετρήσεις είναι πιο ακριβείς όταν χρησιμοποιούνται χάρτες μεγάλης κλίμακας σε συνδυασμό με την πληροφορία από την χρήση αεροφωτογραφιών.

Τα πεδία τιμών της δαντέλωσης είναι 1.0 έως 1.6 στην περίπτωση που υπάρχουν ενεργά ρήγματα, 1.6 έως 3.0 στα λιγότερο ενεργά ρήγματα, και 1.8 έως >5 όταν τα ρήγματα είναι ανενεργά (Παυλίδης 2003). Ωστόσο οι τιμές επηρεάζονται σημαντικά από την κλίμακα του χάρτη.



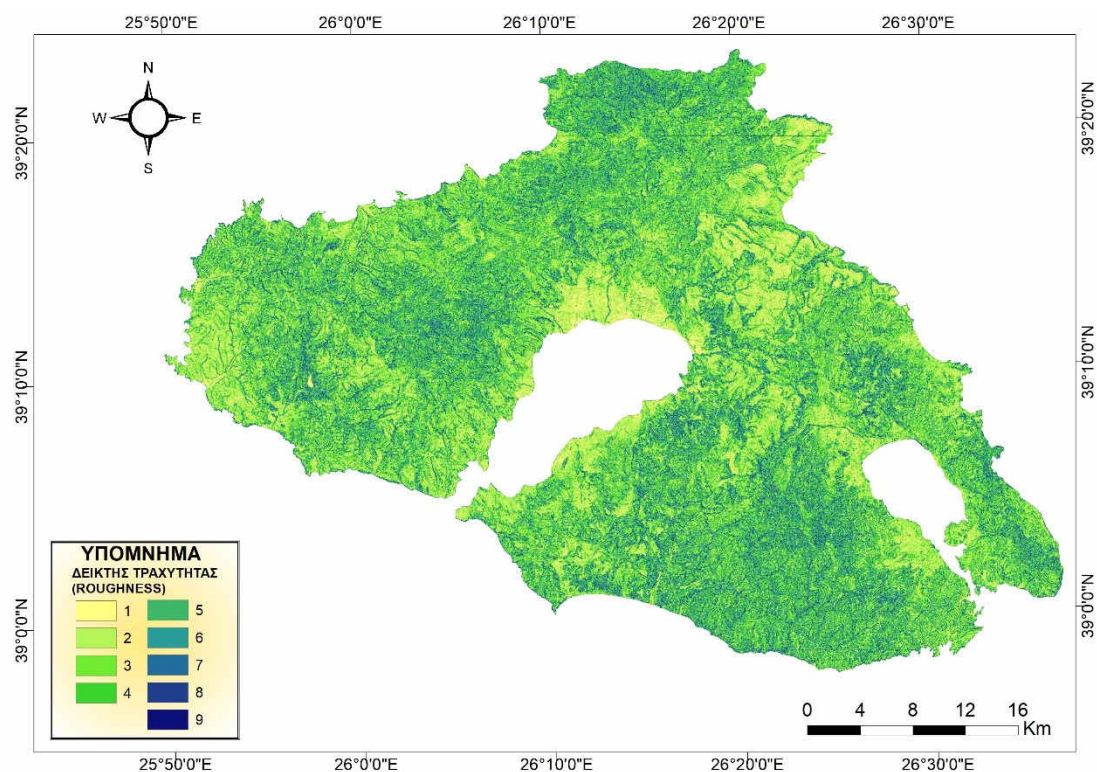
Σχ. 157. Απεικόνιση του τρόπου υπολογισμού της δαντέλωσης στους πρόποδες βουνών (Keller & Pinter 1996 τροποποιημένο από Παυλίδη 2003).

Από την επεξεργασία του ψηφιακού αναγλύφου προέκυψαν διάφοροι θεματικοί χάρτες, οι οποίοι αποτέλεσαν στη συνέχεια τη βάση για την ανάλυση του αναγλύφου της περιοχής. Ο πρώτος χάρτης που δημιουργήθηκε ήταν ο χάρτης μορφολογικών κλίσεων, προκειμένου να γίνει διάκριση του αναγλύφου λαμβάνοντας υπόψη τη γωνία κλίσης των πρανών.

A detailed topographic map of the island of Crete, Greece. The map uses a color-coded system to represent elevation, with green indicating lower elevations and yellow/orange indicating higher elevations. Numerous place names are labeled across the island, including Heraklion, Lassithi, Rethymno, Chania, and others. A north arrow is located in the upper left corner, and a scale bar at the bottom indicates distances up to 8 km. The map is framed by latitude and longitude coordinates.

Με βάση τον χάρτη των μορφολογικών κλίσεων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ειδικών εργαλείων που προσφέρει το λογισμικό ArcGIS υπολογισμός του δείκτη

τραχύτητας της μορφολογίας. Προκειμένου να γίνει διάκριση των επιφανειών των οποίων η κλίση είναι συνεχόμενη και δεν παρουσιάζει απότομη διακοπή, με την χρήση του εργαλείου Spatial Analyst Tools\Neighborhood\Focal Statistics, υπολογίσθηκε ο δείκτης τραχύτητας. Στις περιοχές με μικρές τιμές του δείκτη έως 4 (κίτρινο έως ανοικτό πράσινο) υπάρχει μικρή ποικιλία στις τιμές της κλίσης των επιφανειών, ενώ από 5-9 (σκούρο έως μπλε) σημαίνει ότι υπάρχει διαφοροποίηση στη γωνία κλίσης των επιφανειών.



Σχ. 159. Χάρτης του δείκτη τραχύτητας της Λέσβου

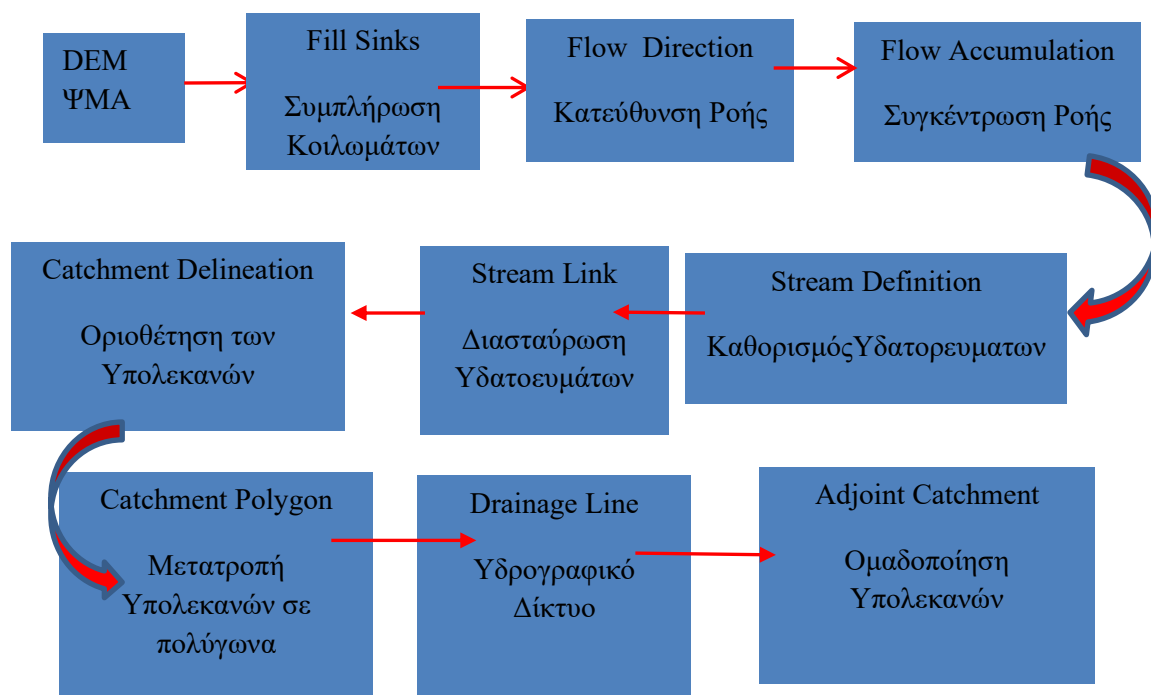
Επίσης δημιουργήθηκε ο χάρτης του προσανατολισμού των πρανών, που σε συνδυασμό με το χάρτη των κλίσεων, συμβάλλει στον καθορισμό επιφανειών επιπέδωσης. Τα πρανή που παρουσιάζουν προσανατολισμό ίδιας διεύθυνσης και μεγάλες κλίσεις, τα οποία αναγνωρίζονται με κατάλληλη σκίαση τους από διάφορες διευθύνσεις, μπορεί να συνδέονται με ρηξιγενείς ζώνες. Η συσχέτιση της διάταξης των πρανών με συγκεκριμένο προσανατολισμό ως προς τον χάρτη κλίσης, αποτελεί διαγνωστικό εργαλείο γεωμορφολογικών και τεκτονικών δομών. Από το χάρτη προσανατολισμού των πρανών του νησιού προέκυψαν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Στο βόρειο τμήμα, στις ΒΔ ακτές καθώς επίσης και στο δυτικό τμήμα τα πρανή παρουσιάζουν κλίσεις κυρίως προς το βορρά.
- Στο κεντρικό τμήμα του νησιού και στο ΝΑ κυριαρχούν οι κλίσεις προς το νότο.
- Τόσο στον κόλπο της Καλλονής όσο και στον κόλπο της Γέρας τα πρανή εκατέρωθεν παρουσιάζουν διαφορετικές κλίσεις.

Για τη δημιουργία των υδρογεωλογικών λεκανών απορροής της Λέσβου πραγματοποιήθηκε επεξεργασία του ΨΜΕ (DEM) με τη βοήθεια των επιπρόσθετων εργαλείων Arc Hydro Tools καθώς επίσης και των εργαλείων που συνοδεύουν το λογισμικό ArcGIS της ESRI (Spatial Analyst Tools\ Hydrology).

Η μελέτη του υδρογραφικού δικτύου και η χάραξη των λεκανών απορροής, συνοδεύει τη γεωμορφολογική μελέτη μιας περιοχής για τη συλλογή δεδομένων από το γεωλογικό παρελθόν. Η ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου συγκρίνεται με τα ρήγματα και τις ρηξιγενείς ζώνες, προκειμένου να διατυπωθεί ο πιθανός συσχετισμός τους (Burbank & Anderson, 2001).

Η πορεία της επεξεργασίας του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου, με τις εντολές που ακολουθήθηκαν, δίνεται στο παρακάτω διάγραμμα (Σχ. 161).



Σχ. 161. Διάγραμμα ροής όπου παρουσιάζονται βήμα προς βήμα οι εντολές που ακολουθήθηκαν χρησιμοποιώντας τα εργαλεία της επέκτασης Arc Hydro Tools προκειμένου να δημιουργηθεί το επίπεδο τη πληροφορίας των λεκανών απορροής της Λέσβου.

Στην παρούσα μελέτη πραγματοποιήθηκε ένωση όλων των υπολεκανών που σχηματίστηκαν, έτσι ώστε να δημιουργηθούν οι ενιαίες λεκάνες απορροής του νησιού.

Το υδρογραφικό δίκτυο του νησιού, αφού δημιουργήθηκε με τα εργαλεία της επέκτασης Arc Hydro Tools, ταξινομήθηκε κατά Strahler, δημιουργώντας έτσι ένα νέο επίπεδο πληροφορίας. Το υδρογραφικό δίκτυο των περισσότερων λεκανών είναι δενδριτικής μορφής.

Αξίζει να σημειωθεί, από την ανάλυση του αναγλύφου, δημιουργούνται επίπεδα (λεκάνες απορροής, υδρογραφικό δίκτυο) οι οποίες φέρουν συγκεντρωμένες τις πληροφορίες σε ειδικούς πίνακες, τα λεγόμενα Attribute Tables, πληροφορίες απαραίτητες για τον υπολογισμό των γεωμορφολογικών δεικτών.

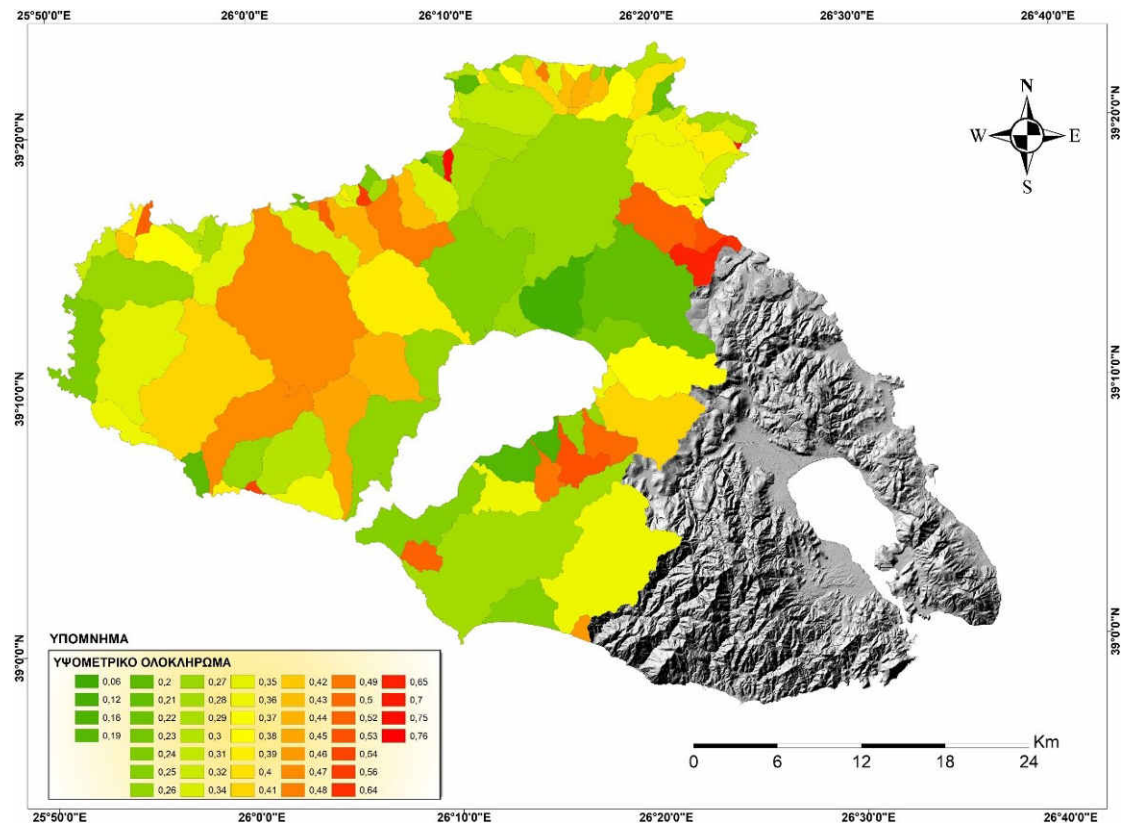
Από το χάρτη που προέκυψε (Σχ. 162), διαπιστώνεται ότι οι περισσότερες λεκάνες απορροής της Λέσβου είναι μικρότερες από 10km², ενώ μόνο 45 από τις 330 που διαχωρίστηκαν έχουν μέγεθος μεγαλύτερο από 10km².

Προκειμένου να περιγράψουμε την κατανομή των υψομέτρων των υδρολογικών λεκανών, έγινε υπολογισμός του υψομετρικού ολοκληρώματος (Hi). Για τον υπολογισμό των τιμών του υψομετρικού ολοκληρώματος για κάθε υδρολογική λεκάνη, χρησιμοποιήθηκε ο τύπος:

$$H_i = \frac{\text{μέσο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}{\text{μέγιστο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}$$

222

οι άλλες μισές στο στάδιο γήρατος, ενώ υπάρχει και ένας μικρός αριθμός λεκανών με μεγάλες τιμές υψομετρικού ολοκληρώματος υποδεικνύοντας περιοχές όπου το ανάγλυφο παρουσιάζει μεγάλη διαφορά με το μέσο υψόμετρο της περιοχής.



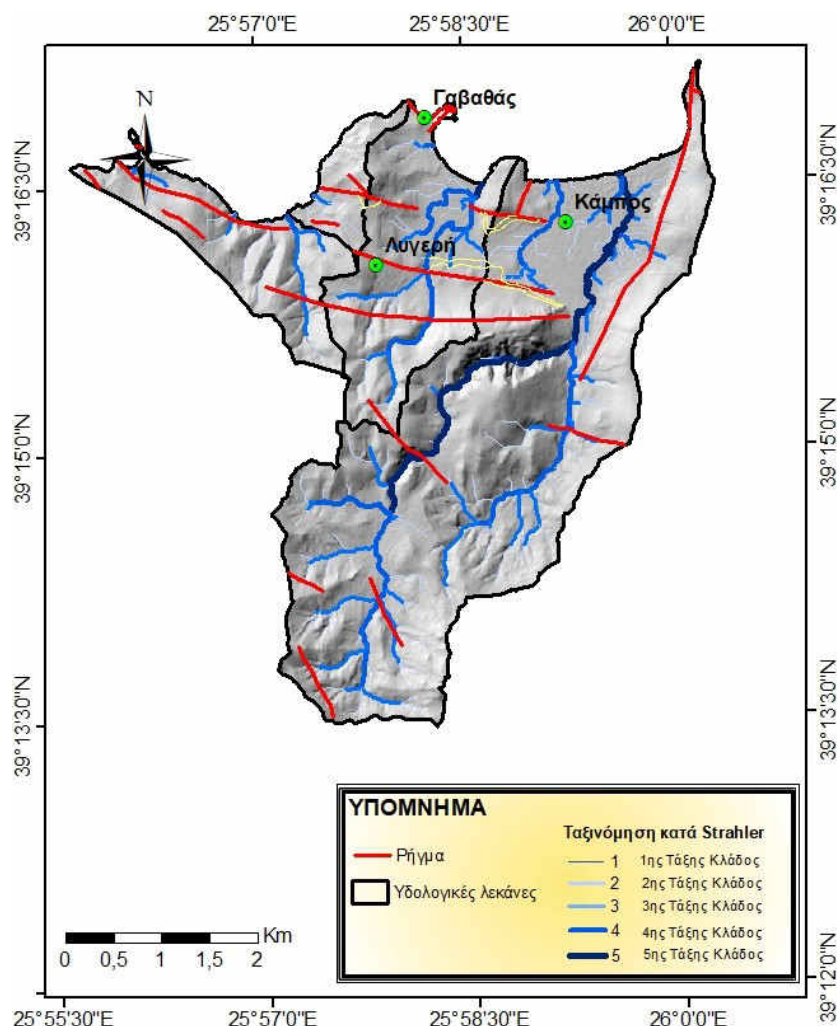
Σχ. 163. Χάρτης υψομετρικού ολοκληρώματος στην περιοχή της Λέσβου

7.3 Περιοχή Γαβαθά

Στην περιοχή του Γαβαθά έγινε αναλύση του μορφοαναγλύφου με τη βοήθεια του προσδιορισμού των γεωμορφολογικών δεικτών. Παρακάτω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για κάθενα από τους δείκτες που υπολογίστηκαν:

7.3.1 Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, Smf)

Η μέτρηση της δαντέλωσης στους πρόποδες των βουνών κατά μήκος των ρηγμάτων δεν είναι εφικτή πάντα, αφού προϋποθέτει την ύπαρξη ανάλογων γεωμορφολογικών δομών. Η περιοχή του Γαβαθά αποτελεί μία ιδανική περιοχή για την εφαρμογή της μεθοδολογίας προσδιορισμού του παραπάνω δείκτη, αφού στην περιοχή ξεχωρίζει πρυνές μεγάλου μήκους, αποτέλεσμα του κανονικού ρήγματος με διεύθυνση Α-Δ. Στο σχήμα που ακολουθεί, οι κίτρινες γραμμές παράλληλα στα ρήγματα, αποτελούν τις ισοϋψείς που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του δείκτη δαντέλωσης.



Σχ. 164. Χάρτης λεκανών απορροής με αποτυπωμένο το υδρογραφικό δίκτυο, όπου απεικονίζονται με κόκκινο χρώμα τα χαρτογραφημένα ρήγματα της περιοχής.

Από τα αποτελέσματα που δίνονται στην τρίτη στήλη του Πίν. 2. καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι τα ρήγματα στην περιοχή είναι ενεργά, αφού οι τιμές του δείκτη δαντέλωσης κυμαίνονται από 1,01-1,58.

	L (m)	l (m)	S _{mf}
ΚΑΜΠΟΣ	984	872	1,12
ΓΑΒΑΘΑΣ_1	886,45	871	1,01
ΓΑΒΑΘΑΣ_2	680,91	654,89	1,03
ΑΚΡ. ΚΟΚ. ΒΡΑΧΟΣ	683,89	619,47	1,10
ΑΝΕΜΟΒΟΥΝΙ_1	533,3	349,74	1,52
ΑΝΕΜΟΒΟΥΝΙ_2	867	610	1,42
ΚΟΥΚΛΑ	389	245	1,58

Πίν. 2. Πίνακας με τις τιμές των χαρακτηριστικών ισοϋψών (L) και της ευθείας απόστασης (l) προκειμένου να υπολογισθεί ο δείκτης δαντέλωσης S_{mf}

7.3.2 Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)

Στην περιοχή του Γαβαθά διαχωρίστηκαν 3 διαφορετικές λεκάνες απορροής. Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής ταξινομήθηκε κατά Strahler όπως φαίνεται στο Σχ. 164. Στο σχήμα αυτό διακρίνουμε την απότομη αλλαγή της διεύθυνσης ροής του κύριου υδατορέματος από ΒΒΑ-ΝΝΔ σε σχεδόν Α-Δ, μια διεύθυνση που ταυτίζεται με το κανονικό ρήγμα ταπεινώνει απότομα την μορφολογία στην περιοχή του Γαβαθά. Για τις λεκάνες απορροής υπολογίστηκε ο παράγοντας Ασυμμετρίας και τα αποτελέσματα δίνονται στον παρακάτω πίνακα:

	Ar	At	AF
ΚΑΜΠΟΣ	7,52	16,53	45,49
ΓΑΒΑΘΑΣ_1	1,02	3,56	28,65
ΓΑΒΑΘΑΣ_2	0,48	2,16	22,22

Πιν. 3. Πίνακας με τις τιμές των εμβαδών (Ar) και του συνολικού εμβαδού των λεκανών απορροής (At) προκειμένου να υπολογισθεί ο παράγοντας ασυμμετρίας τους (AF)

Έχει υπολογισθεί ότι για τα περισσότερα υδρογραφικά δίκτυα που δημιουργούν και αναπτύσσουν τη ροή τους σε σταθερές συνθήκες ο Παράγοντας Ασυμμετρίας (AF) είναι

50 (Keller & Pinter 1996, p.126). Από τις τιμές του παραπάνω Πίν. (μικρότερες του 50) προκύπτει το συμπέρασμα ότι η κεντρική λεκάνη στην περιοχή του Γαβαθά, που οριοθετείται από τις υπολεκάνες (ΚΑΜΠΙΟΣ στα ανατολικά του οικισμού και ΓΑΒΑΘΑΣ_1 στον οικισμό) περιστρέφεται κάθετα ως προς τον άξονα του κυρίου ρέματος. Η διεύθυνση αυτή του άξονα συμπίπτει με τα χαρτογραφημένα κανονικά ρήγματα στην περιοχή, διεύθυνσης Α-Δ.

7.3.3 Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)

Στην περιοχή του Γαβαθά υπολογίσθηκε ο λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf) σε κύρια ρέματα. Παρακάτω δίνονται στον Πίν. 4. οι τιμές του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος σε κύρια ρέματα από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά.

	Vfw	Erd	Eld	Esc	Vf	Απόσταση (m)
ΚΑΜΠΙΟΣ	350	170	90	5	2,8	500
ΑΚΡ. ΚΟΚ. ΒΡΑΧΟΣ	200	12	14	5	25	250
ΓΑΒΑΘΑΣ_1	60	28	25	8	3,24	400
ΓΑΒΑΘΑΣ_2	7	12	9	2	0,82	300
ΓΡΗΓΟΡΕΛΙ	30	160	220	115	0,4	500
Δ ΛΥΓΕΡΗΣ	10	120	140	60	0,14	600

Πίν. 4. Πίνακας με τις τιμές των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των κοιλάδων για τον υπολογισμό του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Vf)

Από τις τιμές, οι οποίες κυμαίνονται από 3,24-0,14, παρατήρουμε μία σταδιακή μείωση των τιμών του δείκτη Vf από τα ανατολικά προς τα δυτικά για τους χειμάρρους των συγκεκριμένων λεκανών απορροής. Εξάιρεση αποτελεί ένας χείμαρρος στον οικισμό του Γαβαθά (ΑΚΡ. ΚΟΚ. ΒΡΑΧΟΣ) που παρουσιάζει την μεγαλύτερη τιμή Vf=25.

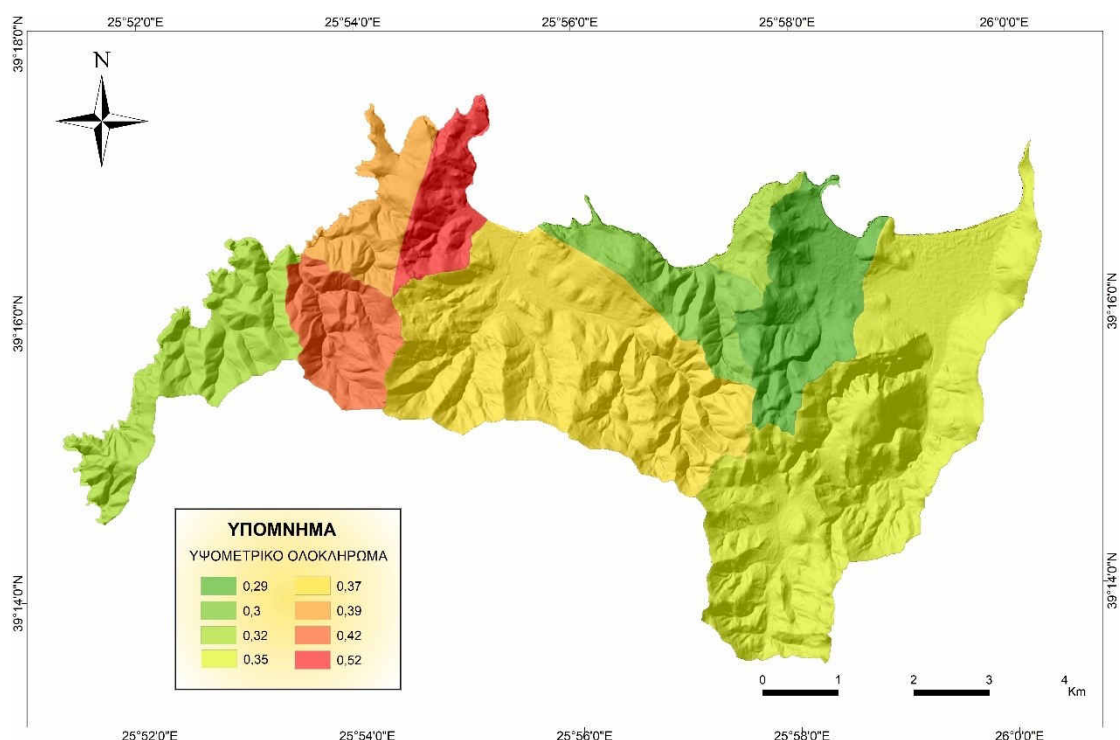
Από τα παραπάνω αποτελέσματα του δείκτη (Vf) μπορούμε να διακρίνουμε τις κοιλάδες με σχήμα V από τις κοιλάδες με πιο πλατύ πυθμένα, αφού οι μικρές τιμές του δείκτη Vf αντιστοιχούν σ' αυτές με το σχήμα V. Έτσι λοιπόν παρατηρούμε ότι στο κεντρικό τμήμα της περιοχής του Γαβαθά (στον οικισμό) επικρατούν μεγαλύτερες τιμές του δείκτη (Vf) που αντιστοιχούν σε πιο πλατιές κοιλάδες ενώ αντίθετα ανατολικά και δυτικά από τον οικισμό οι τιμές είναι μικρές αντιπροσωπεύοντας έτσι πιο απότομες κοιλάδες και επομένως έντονη κατά βάθος διάβρωση.

7.3.4 Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)

Ο υπολογισμός του υψομετρικού ολοκληρώματος, όπως έχει περιγραφεί σε προηγούμενη παράγραφο, πραγματοποιήθηκε με τη χρήση εργαλείων που προσφέρει το λογισμικό ArcGIS. Η διαδικασία ξεκινά από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου της κάθε λεκάνης ξεχωριστά από το οποίο συλλέγονται τα δεδομένα που απαιτούνται για τον υπολογισμό του συγκεκριμένου δείκτη (Hi). Στη συνέχεια υπολογίζεται ο δείκτης του υψομετρικού ολοκληρώματος με τη βοήθεια του τύπου:

$$Hi = \frac{\text{μέσο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}{\text{μέγιστο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}$$

Όταν το ανάγλυφο μιας περιοχής είναι απότομο ως προς το μέσο υψόμετρό της, τότε οι τιμές του ολοκληρώματος αυτού είναι υψηλές (Strahler, 1952). Έτσι από το χάρτη που προέκυψε (Σχ. 165) σύμφωνα με την παραπάνω διαδικασία, διαπιστώνουμε ότι το υψομετρικό ολοκλήρωμα στην περιοχή του Γαβαθά κυμαίνεται μεταξύ 0,29-0,52. Οι πεισσότερες λεκάνες στην περιοχή του Γαβαθά βρίσκονται στο στάδιο ωρίμανσης, με δείκτη υψομετρικού ολοκληρώματος που κυμαίνεται από 0,35-0,52 ενώ στον οικισμό του Γαβαθά οι λεκάνες βρίσκονται στο στάδιο γήρατος με τιμές του δείκτη από 0,29-0,32.

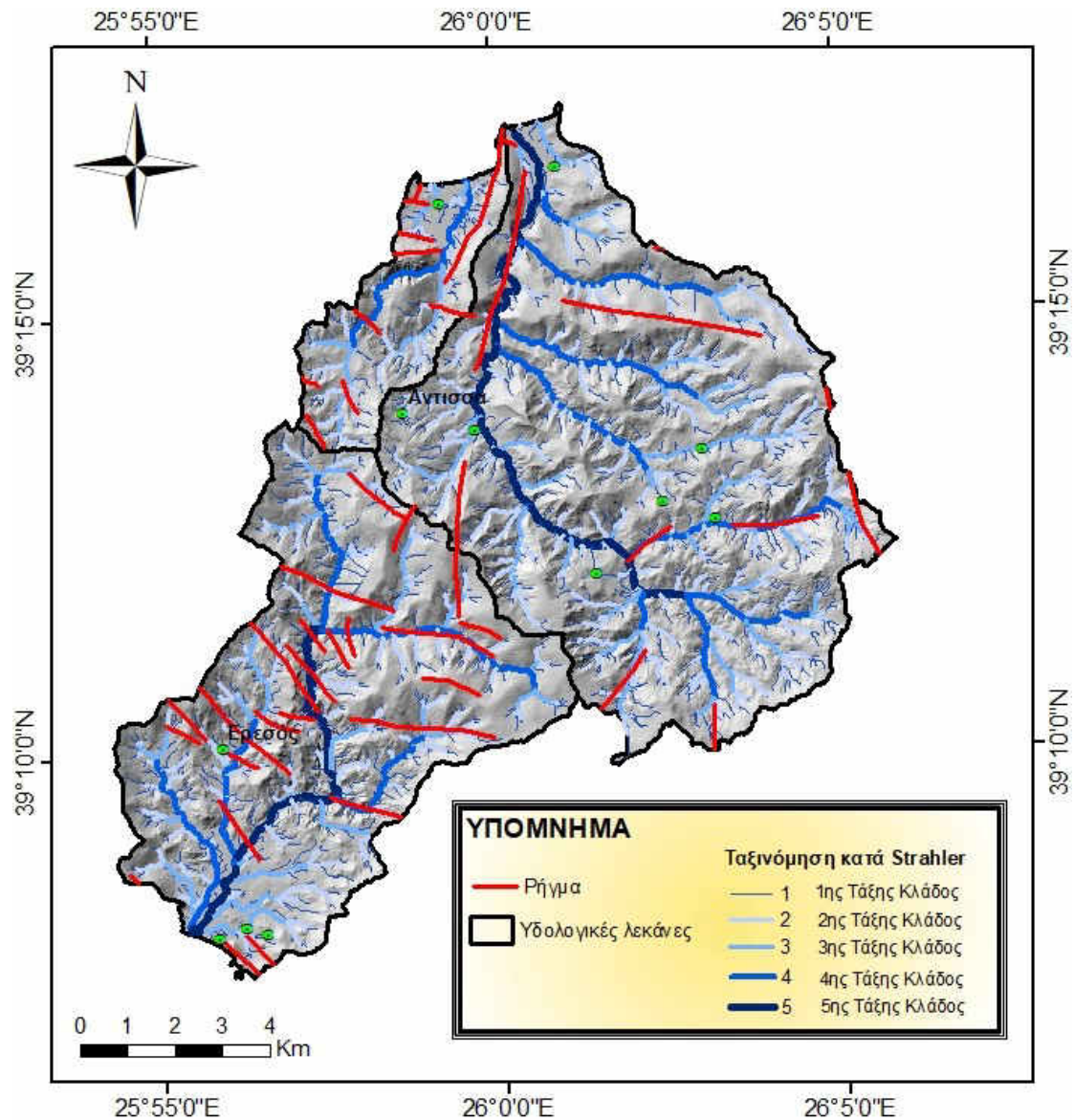


Σχ. 165. Χάρτης αποτελεσμάτων του υψομετρικού ολοκληρώματος για την περιοχή του Γαβαθά.

Επίσης, νότια από την περιοχή του Γαβαθά, μελετήθηκε γεωμορφολογικά και η περιοχή της Άντισσας, προκειμένου να ταυτοποιηθεί η ρηξιγενής ζώνη που εντοπίστηκε κατά την χαρτογράφηση στην περιοχή της Αρχαίας Άντισσας. Πρόκειται

για ρήγμα με BBA-NNΔ διεύθυνση, το οποίο πιθανόν καλύπτεται από τα πυροκλαστικά του Σιγρίου στην περιοχή δημιουργώντας έτσι δυσκολία στον εντοπισμό του ίχνους του προς τα NNΔ.

Στο χάρτη των υδρολογικών λεκανών, μελετώντας το υδρογραφικό δίκτυο παρατηρούμε εκτροπή της διεύθυνσης του κύριου ρέματος της περιοχής από τα ΝΑ προς τα ΒΒΑ.



Σχ. 166. Χάρτης υδρολογικών λεκανών με αποτυπωμένο το υδρογραφικό δίκτυο ταξινομημένο κατά Strahler, ενώ με κόκκινο χρώμα δίνονται τα ρήγματα της περιοχής.

Για τις λεκάνες της περιοχής υπολογίστηκε ο δείκτης Ασυμμετρίας, οι τιμές του οποίου δίνονται στον Πίν. 5:

	Ar	At	AF
Άντισσα	53,75	82,29	65,31
Ερεσός	22,15	56,62	39,12

Πιν. 5. Πίνακας με τις τιμές των εμβαδών (Ar) και του συνολικού εμβαδού των λεκανών απορροής (At) προκειμένου να υπολογισθεί ο παράγοντας ασυμμετρίας τους

Έχει υπολογισθεί ότι για τα περισσότερα υδρογραφικά δίκτυα που δημιουργούν και αναπτύσσουν τη ροή τους σε σταθερές συνθήκες ο Παράγοντας Ασυμμετρίας (AF) είναι 50 (Keller & Pinter 1996, p.126). Από τις τιμές του παραπάνω Πίν. 5 προκύπτει το συμπέρασμα ότι η λεκάνη ανατολικά του οικισμού της Άντισσας (βόρειες ακτές του νησιού) όπου το AF=65,31, περιστρέφεται κάθετα ως προς τον άξονα του κύριου ρέματος. Επομένως η περιοχή ανατολικά τον άξονα του κύριου ρέματος ανυψώνεται ενώ δυτικά από αυτόν η περιοχή κατεβαίνει.

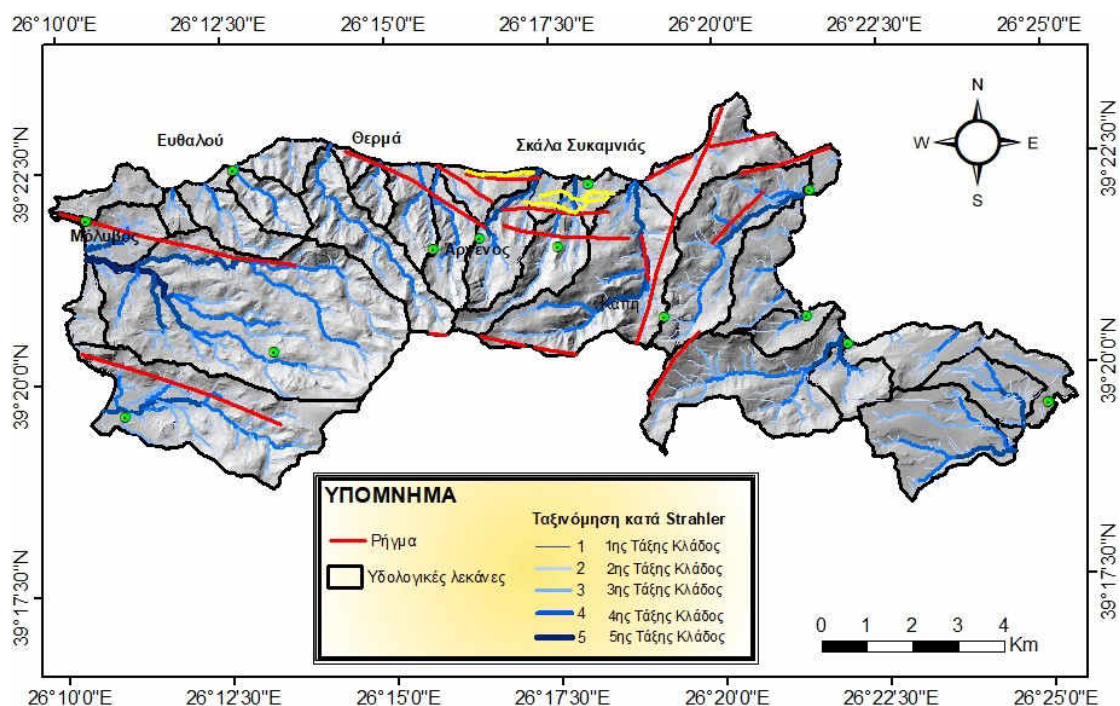
Στο νότιο τμήμα της περιοχής, από τη μελέτη του υδρογραφικού δικτύου, παρατηρήθηκε μία αλλαγή της ροής του κύριου ρέματος από σχεδόν Β-Ν σε ΒΑ-ΝΔ, που προφανώς οφείλεται στη δράση των ρηγμάτων στην περιοχή. Από τη γεωμορφολογική μελέτη της λεκάνης και συγκεκριμένα με βάση τον υπολογισμό του δείκτη Ασυμμετρίας, AF=39,12, προέκυψε ότι η περιοχή περιστρέφεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, λαμβάνοντας υπόψιν ότι τα ρέματα παρουσιάζουν μεγαλύτερο μήκος ανατολικά ως προς το κύριο ρέμα (ως προς τα κατάντη).

7.4 Περιοχή Μήθυμνας-Εφθαλού-Συκαμινιάς

Στην περιοχή της Μήθυμνας-Εφθαλού-Συκαμινιάς έγινε ανάλυση του μορφοαναγλύφου με τη βοήθεια του προσδιορισμού των γεωμορφολογικών δεικτών. Παρακάτω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για κάθενα από τους δείκτες που υπολογίστηκαν:

7.4.1 Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, Smf)

Η μέτρηση της δαντέλωσης στους πρόποδες των βουνών κατά μήκος των ρηγμάτων δεν είναι εφικτή πάντα, αφού προϋποθέτει την ύπαρξη ανάλογων γεωμορφολογικών δομών. Στην περιοχή της Μήθυμνας-Εφθαλού-Συκαμινιάς εφαρμόστηκε η μεθοδολογία προσδιορισμού του παραπάνω δείκτη σε συγκεκριμένα ρήγματα. Στο σχήμα που ακολουθεί, οι κίτρινες γραμμές παράλληλα στα ρήγματα, αποτελούν τις ισοϋψείς που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του δείκτη δαντέλωσης (Σχ. 167).



Σχ. 167. Λεκάνες απορροής με αποτυπωμένο το υδρογραφικό δίκτυο όπου με κίτρινο χρώμα δίνονται οι ισοϋψείς που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του δείκτη δαντέλωσης

Από τα αποτελέσματα που δίνονται στην τρίτη στήλη του Πίν. 6 καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι τα ρήγματα στην περιοχή είναι ενεργά, αφού οι τιμές του δείκτη δαντέλωσης κυμαίνεται από 1,07-1,17.

	L	l	Smf
ΘΕΡΜΑ	1572	1467,17	1,07145
ΣΥΚΑΜΝΙΑ_1	1882,98	1652,61	1,139398
ΣΥΚΑΜΝΙΑ_2	2194	1862,13	1,178221

Πίν. 6. Πίνακας με τις τιμές των χαρακτηριστικών ισοϋψών (L) και της ευθείας απόστασης (l) προκειμένου να υπολογισθεί ο δείκτης δαντέλωσης Smf

7.4.2 Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)

Στην περιοχή Μήθυμνας-Εφθαλού-Σουκαμνιάς με την χρήση των ειδικών εργαλείων του ArcGIS, καθορίστηκε το υδρογραφικό δίκτυο και διαχωρίστηκαν οι λεκάνες απορροής της περιοχής. Το υδρογραφικό δίκτυο ταξινομήθηκε κατά Strahler όπως φαίνεται στο Σχ.167, όπου διαπιστώθηκαν:

1 ^{ης} τάξης ρέματα	2 ^{ης} τάξης	3 ^{ης} τάξης	4 ^{ης} τάξης	5 ^{ης} τάξης
980	458	271	114	8

Πίν. 7. Ταξινόμηση ρεμάτων κατά Strahler στην περιοχή Μήθυμνας-Εφθαλού-Συκαμινιάς

Για τις λεκάνες απορροής υπολογίσθηκε ο παράγοντας Ασυμμετρίας και τα αποτελέσματα δίνονται στον παρακάτω πίνακα (Πίν. 8):

	Ar	At	AF
ΜΟΛΥΒΟΣ	14,03	19,99	70,18
ΘΕΡΜΑ	2,33	3,27	71,25
ΣΥΚΑΜΝΙΑ_1	3,68	8,85	41,58
Α ΚΑΠΗΣ	1,56	6,23	25,04
ΠΑΡΑΛΙΑ ΚΑΠΗΣ	3,4	6,75	50,37

Πίν. 8: Πίνακας με τις τιμές των εμβαδών (Ar) και του συνολικού εμβαδού των λεκανών απορροής (At) προκειμένου να υπολογισθεί ο παράγοντας ασυμμετρίας τους (AF)

Έχει υπολογισθεί ότι για τα περισσότερα υδρογραφικά δίκτυα που δημιουργούν και αναπτύσσουν τη ροή τους σε σταθερές συνθήκες ο παράγοντας Ασυμμετρίας (AF) είναι 50 (Keller & Pinter 1996). Από τις τιμές του παραπάνω πίνακα, η περιοχή της Μήθυμνας-Εφθαλού-Συκαμινιάς μπορεί να διακριθεί σε δύο διαφορετικές: μία δυτική (Θερμά, Μόλυβος) και μία ανατολική (Συκαμινιά, Ανατολικά Κάπης). Στην δυτική οι τιμές του παράγοντα Ασυμμετρίας κυμαίνονται από 70,18-71,25 ενώ στη ανατολική από 25,04-50,37. Έτσι συμπεραίνουμε ότι οι περιοχές παρουσιάζουν διαφορετική περιστροφή.

7.4.3 Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)

Στην περιοχή της Μήθυμνας-Εφθαλού-Συκαμινιάς υπολογίσθηκε ο λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf) σε κύρια ρέματα. Παρακάτω στον (Πίν. 9) δίνονται οι τιμές του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος σε κύρια ρέματα από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά.

Από τις τιμές, οι οποίες κυμαίνονται από 0,17-33,33, παρατηρούμε μία σταδιακή μείωση των τιμών του δείκτη Vf, από τα δυτικά προς τα ανατολικά για τους χείμαρρους των συγκεκριμένων λεκανών απορροής. Οι χείμαρροι στο Μόλυβο παρουσιάζουν μεγάλες τιμές Vf, με μεγαλύτερη τιμή Vf=33,33, γεγονός που αποδεικνύει μικρότερη κατά βάθος διάβρωση όσον αφορά την κοιλάδα στην περιοχή.

Στις υπόλοιπες περιοχές οι τιμές του δείκτη Vf μικραίνουν, κάτι που αποτυπώνεται γεωμορφολογικά από τον σχηματισμό κοιλάδων με σχήμα V, δηλαδή από κοιλάδες με μεγάλη κατά βάθος διάβρωση.

	Vfw	Erd	Eld	Esc	Vf	Απόσταση (m)
ΜΟΛΥΒΟΣ_1	500	20	20	5	33,33	500
ΜΟΛΥΒΟΣ_2	800	45	40	5	21,33	400
ΜΟΛΥΒΟΣ_3	800	90	50	2	11,76	600
ΘΕΡΜΑ_1	70	60	85	38	2,02	300
ΘΕΡΜΑ_2	10	230	245	180	0,17	400
ΘΕΡΜΑ_3	50	230	230	180	1	200
ΣΥΚΑΜΝΙΑ	400	30	40	2	12,12	600
Α ΚΑΠΗΣ	380	45	38	5	10,41	500
Α ΚΑΠΗΣ_1	300	40	60	5	6,66	250
ΠΑΡΑΛΙΑ ΚΑΠΗΣ	800	240	150	5	4,21	300

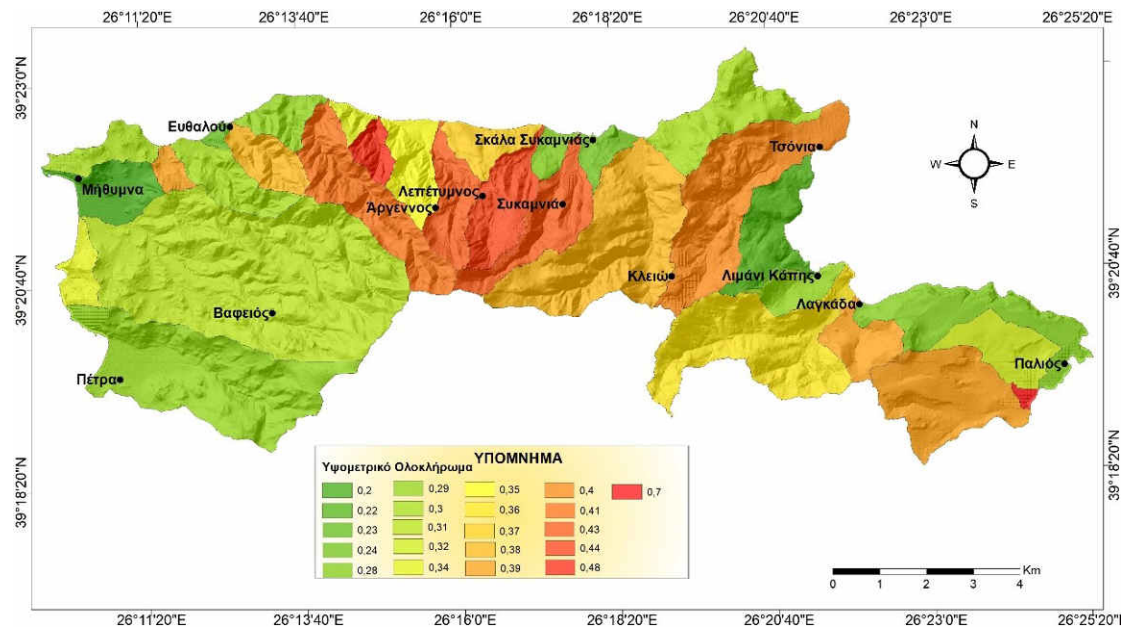
Πίν. 9. Πίνακας με τις τιμές των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των κοιλάδων για τον υπολογισμό του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Vf)

7.4.4 Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)

Ο υπολογισμός του υψομετρικού ολοκληρώματος, όπως έχει περιγραφεί σε προηγούμενη παράγραφο, πραγματοποιήθηκε με τη χρήση εργαλείων που προσφέρει το λογισμικό ArcGIS. Η διαδικασία ξεκινά από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου της κάθε λεκάνης ξεχωριστά από το οποίο συλλέγονται τα δεδομένα που απαιτούνται για τον υπολογισμό του συγκεκριμένου δείκτη (Hi). Στη συνέχεια υπολογίσθηκε ο δείκτης του υψομετρικού ολοκληρώματος με τη βοήθεια του τύπου:

$$Hi = \frac{\text{μέσο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}{\text{μέγιστο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}$$

Όταν το ανάγλυφο μιας περιοχής είναι απότομο ως προς το μέσο υψόμετρό της, τότε οι τιμές του ολοκληρώματος αυτού είναι υψηλές (Strahler, 1952). Έτσι από τον χάρτη που προέκυψε (Σχ. 165) σύμφωνα με την παραπάνω διαδικασία, διαπιστώνουμε ότι το υψομετρικό ολοκλήρωμα στην περιοχή της Μήθυμνας-Εφταλού-Συκαμινιάς κυμαίνεται από 0,2-0,7. Χαμηλές τιμές (0,2-0,4) αντιστοιχούν σε μικρή διαφοροποίηση υψομετρικής διαφοράς, ενδιάμεσες τιμές από 0,4-0,5 αντιστοιχούν σε μέτρια διαφοροποίηση, ενώ υψηλές τιμές από 0,5-0,7 σε μεγάλες διαφορές. Αυτό σημαίνει ότι οι κόκκινες περιοχές στο Σχ. 169, υποδεικνύουν ότι το μεγαλύτερο μέρος της τοπογραφίας είναι υψηλό σε σχέση με τη μέση τιμή, όπως για παράδειγμα συμβαίνει σε μια ομαλή περιοχή που κόβεται από μεγάλα σε βάθος ρέματα.



Σχ. 168. Χάρτης αποτελεσμάτων του υψομετρικού ολοκληρώματος για την περιοχή της Μήθυμνας-Εφθαλού-Σουκαμινιάς

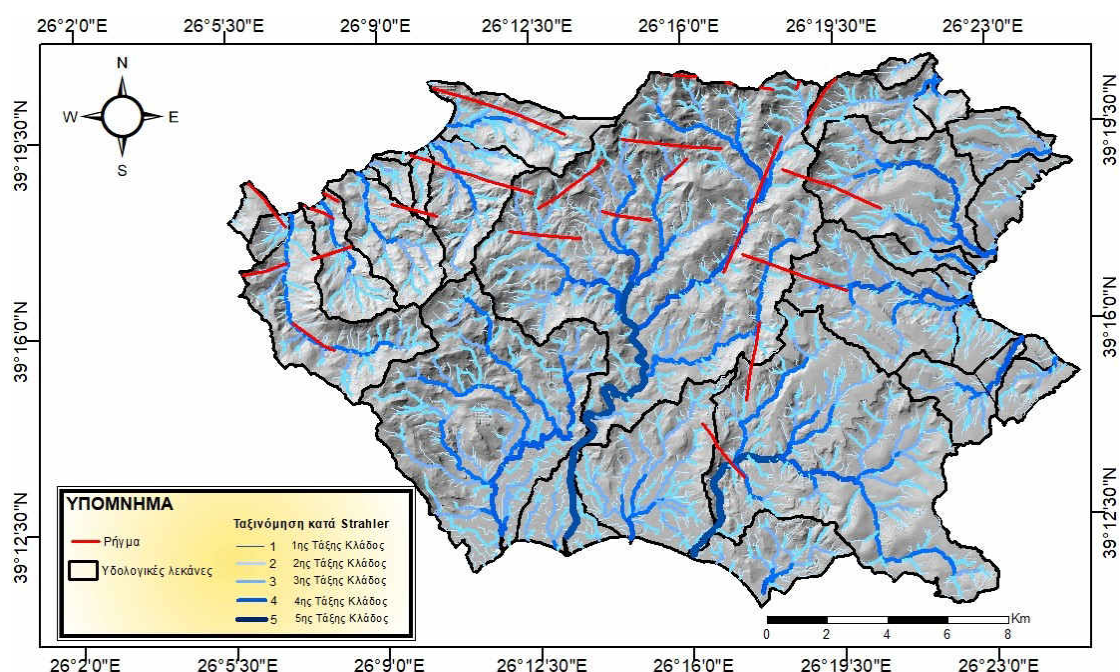
Με την ολοκλήρωση της εφαρμογής των μορφολογικών δεικτών στην περιοχή της Μήθυμνας-Εφθαλού-Σουκαμινιάς, ταυτοποιήθηκε η ρηξιγενής ζώνη της Κεντρικής Λέσβου γεωμορφολογικά. Ιδιαίτερα, ανατολικά της Σουκαμινιάς, μελετώντας το υδρογραφικό δίκτυο, συμπεραίνουμε την αλλαγή της ροής κύριου ρέματος από ΝΝΑ σε ΝΔ, αποτέλεσμα της δράσης του ρήγματος στην περιοχή.

7.5 Περιοχή της Κεντρικής Λέσβου

Στην περιοχή της Κεντρικής Λέσβου (Βόρεια, Ανατολικά και Δυτικά από τον Κόλπο της Καλλονής) έγινε αναλύση της επιφάνειας του αναγλύφου με τη βοήθεια του προσδιορισμού των γεωμορφολογικών δεικτών. Παρακάτω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για κάθενα από τους δείκτες που υπολογίστηκαν:

7.5.1 Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)

Στην περιοχή της Κεντρικής Λέσβου με τη χρήση των ειδικών εργαλείων του ArcGIS, καθορίστηκε το υδρογραφικό δίκτυο και διαχωρίστηκαν οι λεκάνες απορροής της περιοχής. Από αυτές, ξεχωρίζει η κεντρική με διάταξη Β-Ν και στενό στόμιο στο νότιο τμήμα, όπως φαίνεται στο Σχ. 169.



Σχ. 169. Λεκάνες απορροής στην περιοχή της Κεντρικής Λέσβου

Το υδρογραφικό δίκτυο ταξινομήθηκε κατά Strahler, όπως αποτυπώνεται στο σχήμα, όπου τα 6^{ης} τάξης ρέματα δίνονται με το μεγαλύτερο πάχος γραμμής. Συγκεκριμένα, τα ρέματα στην περιοχή ταξινομήθηκαν κατά Strahler ως εξής:

1 ^{ης} τάξης ρέματα	2 ^{ης} τάξης	3 ^{ης} τάξης	4 ^{ης} τάξης	5 ^{ης} τάξης	6 ^{ης} τάξης
3540	1663	900	546	222	65

Πίν. 10. Ταξινόμηση ρεμάτων κατά Strahler στην περιοχή Μήθυμνας-Εφθαλού-Συκαμινιάς

Για τις λεκάνες απορροής υπολογίσθηκε ο παράγοντας Ασυμμετρίας και τα αποτελέσματα δίνονται στον παρακάτω πίνακα (Πίν. 11):

	Ar	At	AF
ΠΕΤΡΑ	5,28	9,01	58,60
ΑΝΑΞΟΣ Α	4,55	9,65	47,15
ΑΝΑΞΟΣ_1	4,17	9,23	45,19
ΑΝΑΞΟΣ_2	3	6,83	43,92
ΑΝΑΞΟΣ_3	7,73	16,17	47,80
ΜΑΝΤΑΜΑΔΟΣ	10,51	18,49	56,84
ΜΑΝΤΑΜΑΔΟΣ Ν	10,24	16,78	61,03
ΜΑΝΤΑΜΑΔΟΣ Β	5,14	8,53	60,25
ΜΑΝΤΑΜΑΔΟΣ Α	5,84	9,40	62,12
ΑΓΙΑ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ Α	37,94	50,5	75,12
ΑΓΙΑ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ Δ	8,73	18,12	48,17
ΚΑΛΛΟΝΗ	65,65	92,63	70,87
ΚΑΛΛΟΝΗ Δ	34,55	42,81	80,70

Πίν. 11. Πίνακας με τις τιμές των εμβαδών (Ar) και του συνολικού εμβαδού των λεκανών απορροής (At) προκειμένου να υπολογισθεί ο παράγοντας ασυμμετρίας τους

Από τις τιμές του παραπάνω πίνακα μπορούμε να συμπεράνουμε τα εξής για την περιοχή της Κεντρικής Λέσβου:

- ✓ Στο ΒΔ τμήμα της και συγκεκριμένα στην περιοχή της Πέτρας, ο παράγοντας ασυμμετρίας των λεκανών απορροής κυμαίνεται από 58,60-43,92. Η μεγαλύτερη τιμή υπολογίσθηκε για τη λεκάνη απορροής που βρίσκεται ουσιαστικά μέσα στο τεκτονικό βύθισμα της Πέτρας. Οι υπόλοιπες τιμές αφορούν περιοχές δυτικά από το δυτικό όριο του βυθίσματος της Πέτρας.
- ✓ Στο ΒΑ τμήμα της και συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή του Μανταμάδου οι τιμές του παράγοντα ασυμμετρίας των λεκανών απορροής κυμαίνονται από 56,84-62,12.
- ✓ Στο κεντρικό της τμήμα, οι τιμές του παράγοντα ασυμμετρίας των λεκανών απορροής κυμαίνονται από 70,87-80,70. Οι τιμές αυτές (>50) μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι υπάρχει ανύψωση στο δυτικό τμήμα της κύριας ροής του ποταμού, όπως αυτός εκβάλλει ως προς το νότο, στον Κόλπο της Καλλονής.

7.5.2 Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)

Στην περιοχή της Κεντρικής Λέσβου υπολογίσθηκε ο λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf) σε κύρια ρέματα. Στον παρακάτω πίνακα (Πίν. 12) δίνονται οι τιμές του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος σε κύρια ρέματα από τα δυτικά προς τα ανατολικά.

	Vfw	Erd	Eld	Esc	Vf	Απόσταση (m)
ΑΝΑΞΟΣ 1	200	350	400	80	0,68	500
ΑΝΑΞΟΣ 2	100	600	350	200	0,36	300
ΑΝΑΞΟΣ 3	750	500	650	300	2,72	400
ΠΕΤΡΑ 1	1000	110	120	20	10,53	550
ΠΕΤΡΑ 2	40	450	400	220	0,19	350
ΜΑΝΤΑΜΑΔΟΣ	40	220	200	50	0,25	450
ΜΑΝΤΑΜΑΔΟΣ Ν	300	200	75	20	2,55	250
ΣΑΡΑΚΙΝΑ (ΜΑΝΤΑΜΑΔΟΣ)	20	90	110	30	0,28	300
ΑΓΙΑ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ ΝΑ	20	110	125	18	0,20	400
ΚΑΛΛΟΝΗ 1	750	150	250	50	5	500
ΚΑΛΛΟΝΗ 2	25	90	130	20	0,27	250
ΚΑΛΛΟΝΗ 3	50	30	90	5	0,90	200
ΚΑΛΛΟΝΗ 4	40	12	12	8	10	450
ΚΑΛΛΟΝΗ 5	2	7	8	3	0,44	500

Πίν. 12. Πίνακας με τις τιμές των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των κοιλάδων για τον υπολογισμό του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Vf)

Από τα αποτελέσματα του δείκτη μπορούμε να διακρίνουμε τις κοιλάδες, με σχήμα V από τις κοιλάδες με πιο πλατύ πυθμένα, αφού οι μικρές τιμές του δείκτη Vf αντιστοιχούν σ' αυτές με το σχήμα V. Έτσι λοιπόν για την κεντρική Λέσβο, μπορούμε να καταλήξουμε στα ακόλουθα συμπεράσματα:

- ✓ Στο δυτικό της τμήμα οι τιμές κυμαίνονται από 0,19-10,52, με τις μικρότερες τιμές να αντιπροσωπεύουν πιο απότομες κοιλάδες, όπου υπάρχει έντονη κατά βάθος διάβρωση, ενώ οι μεγαλύτερες τιμές αντιστοιχούν σε πιο πλατιές κοιλάδες.
- ✓ Στο ανατολικό της τμήμα οι τιμές κυμαίνονται από 0,25-2,5, με τις μικρότερες τιμές να αντιπροσωπεύουν πιο απότομες κοιλάδες, όπου υπάρχει έντονη κατά βάθος διάβρωση, ενώ οι μεγαλύτερες τιμές σε πιο πλατιές κοιλάδες.
- ✓ Στο νότιο της τμήμα οι τιμές κυμαίνονται από 0,2 -10, με τις μικρότερες τιμές να αντιπροσωπεύουν πιο απότομες κοιλάδες, όπου υπάρχει έντονη κατά βάθος διάβρωση, ενώ οι μεγαλύτερες τιμές σε πιο πλατιές κοιλάδες.

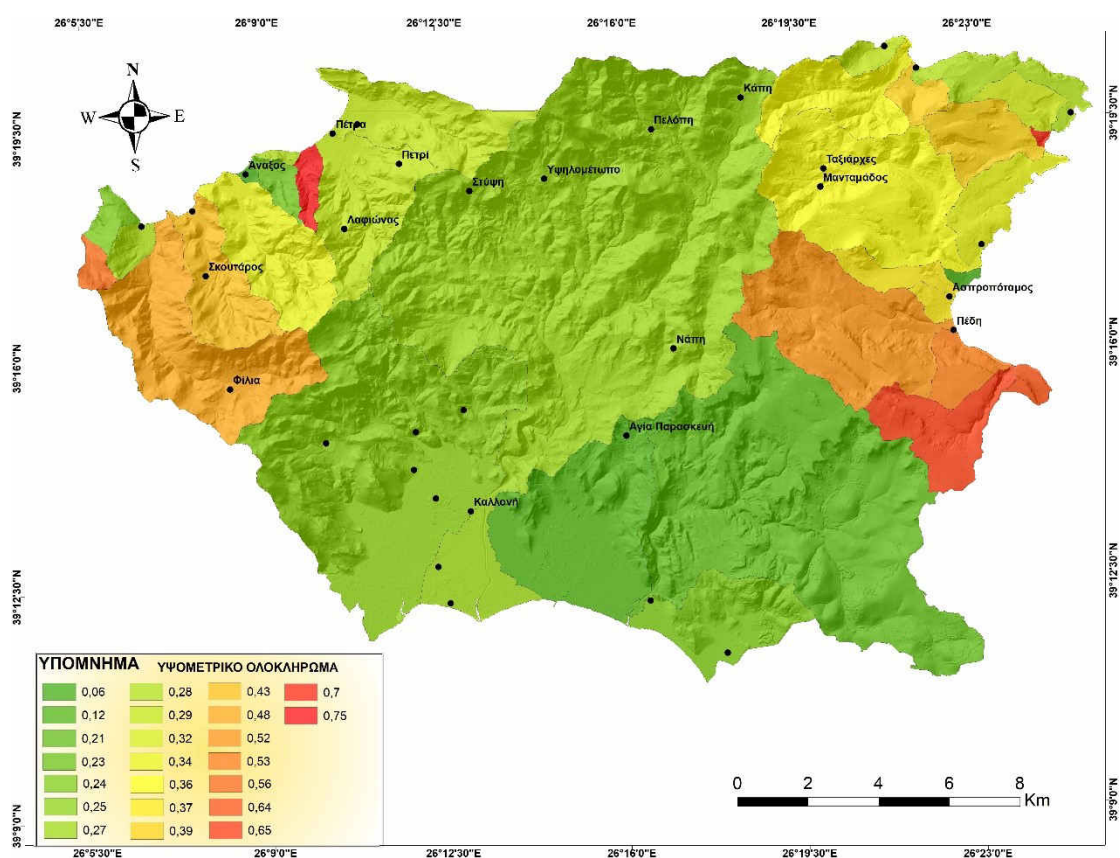
7.5.3 Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)

Ο υπολογισμός του υψομετρικού ολοκληρώματος, όπως έχει περιγραφεί σε προηγούμενη παράγραφο, πραγματοποιήθηκε με τη χρήση εργαλείων που προσφέρει

το λογισμικό ArcGIS. Η διαδικασία ξεκινά από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου της κάθε λεκάνης ξεχωριστά από το οποίο συλλέγονται τα δεδομένα που απαιτούνται για τον υπολογισμό του συγκεκριμένου δείκτη (H_i). Στη συνέχεια υπολογίστηκε ο δείκτης υψομετρικού ολοκληρώματος με τη βοήθεια του τύπου:

$$H_i = \frac{\text{μέσο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}{\text{μέγιστο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}$$

Όταν το ανάγλυφο μιας περιοχής είναι απότομο ως προς το μέσο υψόμετρό της, τότε οι τιμές του ολοκληρώματος αυτού είναι υψηλές (Strahler, 1952). Έτσι από τον χάρτη που προέκυψε (Σχ. 170) σύμφωνα με την παραπάνω διαδικασία, διαπιστώνουμε ότι το υψομετρικό ολοκλήρωμα στην περιοχή της Κεντρικής Λέσβου χαρακτηρίζεται από περιοχές με χαμηλές τιμές (0,06-0,39) οι οποίες αντιστοιχούν σε μικρή ποικιλία υψομετρικής διαφοράς, περιοχές με ενδιάμεσες τιμές από 0,43-0,52 αντιστοιχούν σε μέτρια διαφοροποίηση, ενώ περιοχές με υψηλές τιμές από 0,53-0,75 σε μεγάλες διαφορές. Αυτό σημαίνει ότι οι κόκκινες περιοχές στο Σχ. 170 υποδεικνύουν ότι το μεγαλύτερο μέρος της τοπογραφίας είναι υψηλό σε σχέση με τη μέση τιμή, όπως για παράδειγμα συμβαίνει σε μια ομαλή περιοχή που κόβεται από μεγάλα σε βάθος ρέματα.



Σχ. 170. Χάρτης αποτελεσμάτων του υψομετρικού ολοκληρώματος για την περιοχή της Κεντρικής Λέσβου

Με την ολοκλήρωση της εφαρμογής των μορφολογικών δεικτών στην περιοχή της Κεντρικής Λέσβου, δόθηκε έμφαση κυρίως στην ταυτοποίηση των ρηξιγενών δομών

που μετρήθηκαν στην ύπαιθρο. Έτσι ερευνήθηκαν οι χάρτες μορφολογικών κλίσεων και προσανατολισμού των πρανών, ιδιαίτερα στην περιοχή γύρω από τον οικισμό της Αγίας Παρασκευής. Συγκεκριμένα νότια από τον οικισμό της Αγίας Παρασκευής, τα πρανή κλίνουν απότομα από τα ΒΔ στα ΝΑ, γύρω από έναν άξονα με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, η οποία συμπίπτει με τη διεύθυνση της ρηξιγενούς ζώνης της Κεντρικής Λέσβου.

Επίσης, μελετώντας το χάρτη των λεκανών απορροής και το υδρογραφικό δίκτυο, παρατηρούμε σε ορισμένες περιοχές μεταβολή στη ροή των ρεμάτων από Β-Ν σε Α-Δ.

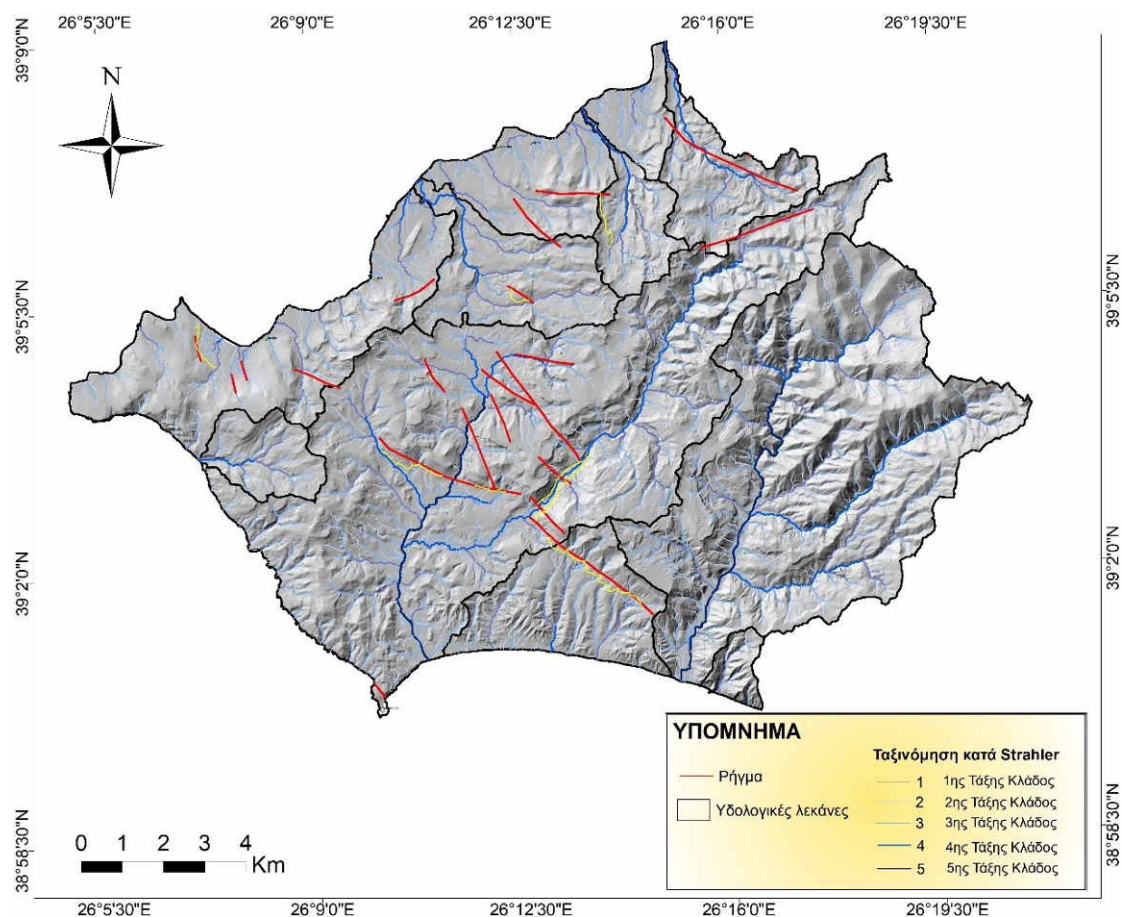
Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής της Κεντρικής Λέσβου ταυτοποιήθηκε γεωμορφολογικά και η ρηξιγενής ζώνη με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και η βύθιση προς το βορρά, εξαιτίας της απότομης μεταβολής των τιμών των μορφολογικών κλίσεων εκατέρωθεν του ίχνους της ζώνης. Με βάση το χάρτη των κλίσεων των μορφολογικών πρανών, στο πάνω τέμαχος τα πρανή βυθίζονται προς το βορρά ενώ στο κάτω τέμαχος βυθίζονται προς το νότο.

Στο δυτικό τμήμα της περιοχής της Κεντρικής Λέσβου, ταυτοποιήθηκε γεωμορφολογικά μία περιοχή εκατέρωθεν της οποίας μεταβάλλεται τόσο η μορφολογική κλίση όσο και ο προσανατολισμός των πρανών. Η διεύθυνση αυτή ταυτίζεται με τη θέση των ηφαιστειακών κέντρων, τα οποία ξεκινούν χρονολογικά από την περιοχή ανατολικά της Ερεσού και με κατεύθυνση προς τα ΒΑ φθάνουν μέχρι το Λεπέτυμνο.

7.6 Περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών

7.6.1 Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity, Smf)

Η μέτρηση της δαντέλωσης στους πρόποδες των βουνών κατά μήκος των ρηγμάτων πραγματοποιήθηκε στην περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών, μια περιοχή που παρουσιάζει πολύ μεγάλο τεκτονικό ενδιαφέρον. Ιδιαίτερα στην περιοχή που ορίζεται ανάμεσα από τους οικισμούς Βρίσας-Βατερών, κρίθηκε αναγκαία η μέτρηση του δείκτη δαντέλωσης, τόσο στα ρήγματα όσο και στα τμήματα από τα οποία αποτελούνται. Στο χάρτη που ακολουθεί, οι κίτρινες γραμμές παράλληλα στα ρήγματα αποτελούν τις ισοΰψεις που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του δείκτη δαντέλωσης.



Σχ. 171. Λεκάνες απορροής στην περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών

Από τα αποτελέσματα που δίνονται στην τρίτη στήλη του (Πίν. 13) που ακολουθεί καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι τα ρήγματα στην περιοχή είναι ενεργά, αφού οι τιμές του δείκτη δαντέλωσης κυμαίνονται από 1,12-1,43.

	L	l	Smf
ΒΡΙΣΑ Α 1	1329	995	1,33
ΒΡΙΣΑ Α 2	2406	1776	1,35
ΒΡΙΣΑ ΒΒΑ 1	2723	2117	1,28
ΒΡΙΣΑ ΒΒΑ 2	1678	1492	1,12
ΒΡΙΣΑ Δ 1(Α)	896	760	1,17
ΒΡΙΣΑ Δ 2(Δ)	1875	1582	1,18
ΝΥΦΙΔΑ Δ	1366	1127	1,21
ΛΙΣΒΟΡΙ Α	730	510	1,43
ΛΙΒΑΔΙΑ ΝΑ	1490	1328	1,12
ΠΟΛΙΧΝΙΤΟΣ	655	512	1,27

Πίν. 13. Πίνακας με τις τιμές των χαρακτηριστικών ισοϋψών (L) και της ευθείας απόστασης (l) προκειμένου να υπολογισθεί ο δείκτης δαντέλωσης Smf

7.6.2 Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor, AF)

Στην περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών διαχωρίστηκαν οι λεκάνες απορροής. Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής ταξινομήθηκε κατά Strahler όπως φαίνεται στο Σχ., όπου διακρίνουμε δύο μεγάλους χειμάρρους 5^{ης} τάξης με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ. Για τις λεκάνες απορροής υπολογίστηκε ο παράγοντας Ασυμμετρίας και τα αποτελέσματα δίνονται στον παρακάτω πίνακα:

	Ar	At	AF
ΒΡΙΣΑ Δ	29,72	73,27	40,56
ΒΡΙΣΑ Α	20,96	54,25	38,63
ΒΑΤΕΡΑ	5,42	11,43	47,41
ΒΑΤΕΡΑ Α	0,66	1,77	37,28
ΠΟΛΙΧΝΙΤΟΣ ΝΔ	1,9	4,7	40,42
ΠΟΛΙΧΝΙΤΟΣ ΒΑ 1	5,58	10,34	53,96
ΠΟΛΙΧΝΙΤΟΣ ΒΑ 2	2,735	5,11	53,52
ΑΓΙΟΣ ΠΑΥΛΟΣ	1,92	7,88	24,36

Πίν. 14: Πίνακας με τις τιμές των εμβαδών (Ar) και του συνολικού εμβαδού των λεκανών απορροής (At) προκειμένου να υπολογισθεί ο παράγοντας ασυμμετρίας τους (AF)

Από τις τιμές του παραπάνω πίνακα μπορούμε να συμπεράνουμε τα εξής για την περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών:

- ✓ Στην περιοχή ανάμεσα από τους οικισμούς Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών, ο παράγοντας ασυμμετρίας των λεκανών απορροής κυμαίνεται από 37,28-47,41 είναι δηλαδή μικρότερες από 50. Αυτό σημαίνει ότι υπάρχει περιστροφή κάθετα στη διεύθυνση του κύριου ρέματος. Με βάση το γεγονός ότι τα ρέματα παρουσιάζουν μεγαλύτερο μήκος στο τμήμα της λεκάνης που βρίσκεται ανατολικά του κύριου ρέματος, συμπεραίνουμε πως το τμήμα αυτό ανέρχεται ενώ το τμήμα δυτικά από το κύριο ρέμα κατέρχεται.
- ✓ Στην περιοχή βόρεια από τον Πολιχνίτο οι τιμές του παράγοντα ασυμμετρίας για τις λεκάνες απορροής που εξετάστηκαν είναι μεγαλύτερες από 50. Οι κύριοι χειμάρροι 4^{ης} τάξης παρουσιάζουν μία διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, εκβάλλουν στον Κόλπο της Καλλονής και παρουσιάζουν μεγαλύτερη σε μήκος ανάπτυξη προς τα ανατολικά. Αυτό σημαίνει ότι το τμήμα της λεκάνης δυτικά του κύριου χειμάρρου κατέρχεται ενώ το ανατολικό ανέρχεται.

7.6.3 Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf)

Στην περιοχή του Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών υπολογίστηκε ο λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf) σε κύρια

ρέματα. Παρακάτω στον Πίν. 15 δίνονται οι τιμές του λόγου πλάτους κοιλάδας προς το ύψος σε κύρια ρέματα από τα ΝΑ προς τα ΒΔ.

	Vfw	Erd	Eld	Esc	Vf
ΒΡΙΣΑ 1	150	275	275	200	2
ΒΡΙΣΑ 1	100	275	250	225	2,6
ΒΡΙΣΑ 2	100	250	350	225	1,3
ΒΡΙΣΑ 2	400	250	175	10	1,9
ΒΡΙΣΑ 3	50	300	250	150	0,4
ΒΡΙΣΑ 4	10	200	350	70	0,04
ΒΡΙΣΑ ΒΔ 1	10	210	150	50	0,07
ΒΡΙΣΑ ΒΔ 1	20	200	320	60	0,1
ΒΡΙΣΑ ΒΔ 2	10	125	125	50	0,13
ΒΡΙΣΑ ΒΔ 2	10	125	260	50	0,07
ΑΓΙΟΣ ΠΑΥΛΟΣ Α	5	190	210	80	0,04
ΑΓΙΟΣ ΠΑΥΛΟΣ Δ	80	70	55	35	2,9
ΣΚΑΛ ΒΑ	60	55	38	25	2,79
ΣΚΑΛΑ Α	40	40	45	33	4,21

Πίν. 15. Πίνακας με τις τιμές των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των κοιλάδων για τον υπολογισμό του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Vf)

Από τα αποτελέσματα του δείκτη μπορούμε να τις διακρίνουμε, σε κοιλάδες με σχήμα V από τις κοιλάδες με πιο πλατύ πυθμένα, αφού οι μικρές τιμές του δείκτη Vf αντιστοιχούν σ' αυτές με το σχήμα V. Έτσι λοιπόν για την περιοχή Πολιχνίτου-Βρίσας-Βατερών μπορούμε να καταλήξουμε στα ακόλουθα συμπεράσματα:

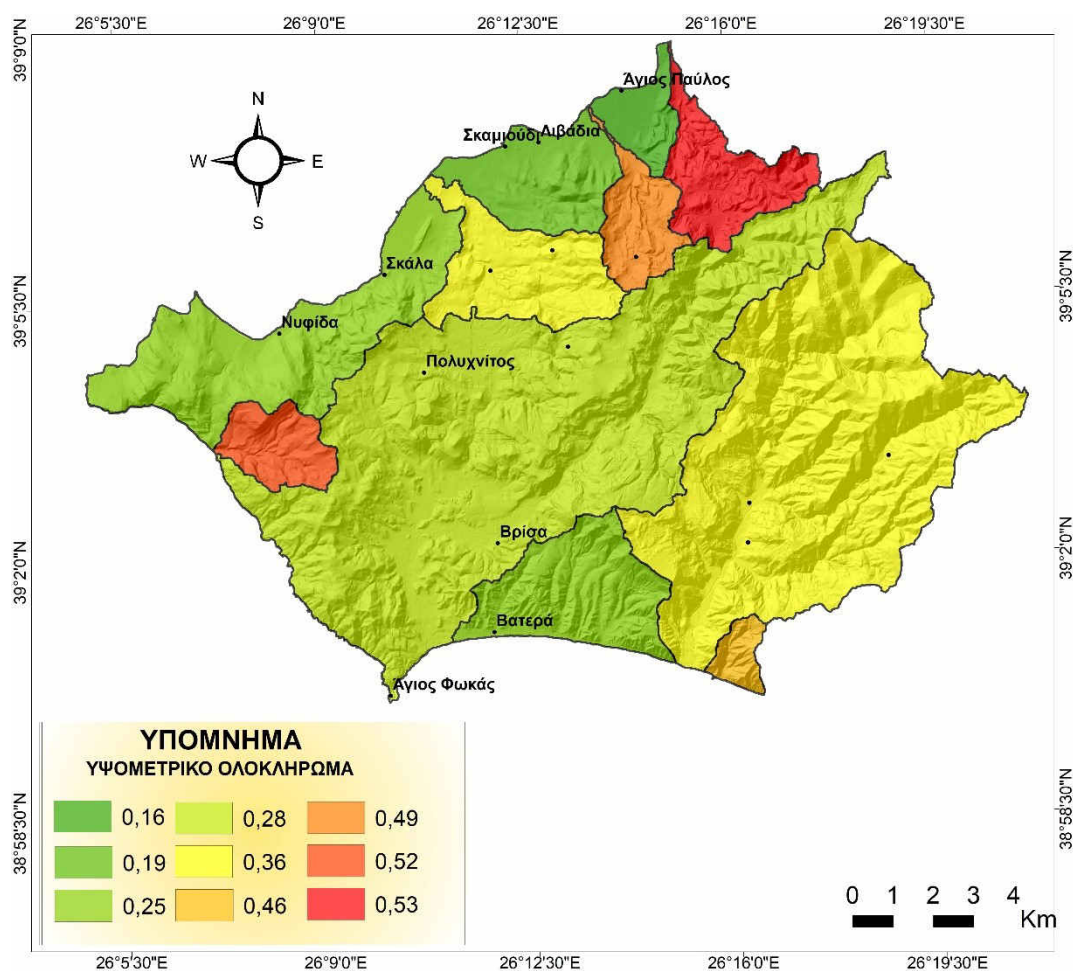
- ✓ Για την περιοχή ανάμεσα στους οικισμούς Πολιχνίτος, Βρίσα και Βατερά υπολογίστηκαν τιμές του δείκτη πλάτους κοιλάδας προς ύψος που κυμαίνονται από 0,07 έως 2,6. Οι μικρές τιμές που παρουσιάζει ο δείκτης αποδεικνύει την έντονη κατά βάθος διάβρωση που εμφανίζουν τα ρέματα που βρίσκονται στο ανερχόμενο τέμαχος των ρηγμάτων.
- ✓ Στην υπόλοιπη περιοχή βόρεια από τον Πολιχνίτο, οι τιμές του δείκτη αυξάνονται σταδιακά, αντανακλώντας έτσι κοιλάδες με μεγαλύτερο πλάτος πυθμένα.

7.6.4 Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral, Hi)

Ο υπολογισμός του υψομετρικού ολοκληρώματος, όπως έχει περιγραφεί σε προηγούμενη παράγραφο, πραγματοποιήθηκε με τη χρήση εργαλείων που προσφέρει το λογισμικό ArcGIS. Η διαδικασία ξεκινά από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου της κάθε λεκάνης ξεχωριστά από το οποίο συλλέγονται τα δεδομένα που απαιτούνται για τον υπολογισμό του συγκεκριμένου δείκτη (Hi). Στη συνέχεια και με τη βοήθεια του τύπου:

$$Hi = \frac{\text{μέσο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}{\text{μέγιστο υψόμετρο} - \text{ελάχιστο υψόμετρο}}$$

Όταν το ανάγλυφο μιας περιοχής είναι απότομο ως προς το μέσο υψόμετρό της, τότε οι τιμές του ολοκληρώματος αυτού είναι υψηλές (Strahler, 1952). Έτσι από το χάρτη που προέκυψε σύμφωνα με την παραπάνω διαδικασία, διαπιστώνουμε ότι το υψομετρικό ολοκλήρωμα στην περιοχή του Πολυχνίτου-Βρίσας-Βατερών κυμαίνεται από 0,16-0,53. Χαμηλές τιμές (0,16-0,36) του υψομετρικού ολοκληρώματος αντιστοιχούν σε περιοχές με μικρή ποικιλία υψομετρικής διαφοράς, ενώ τιμές από 0,46-0,53, που αποτελούν ενδιάμεσες τιμές, αντιστοιχούν σε μέτρια διαφοροποίηση. Αυτό σημαίνει ότι οι κόκκινες περιοχές στο Σχ. 172 υποδεικνύουν ότι το μεγαλύτερο μέρος της τοπογραφίας είναι υψηλό σε σχέση με τη μέση τιμή, όπως για παράδειγμα συμβαίνει σε μια ομαλή περιοχή που τέμνεται από μεγάλα σε βάθος ρέματα.



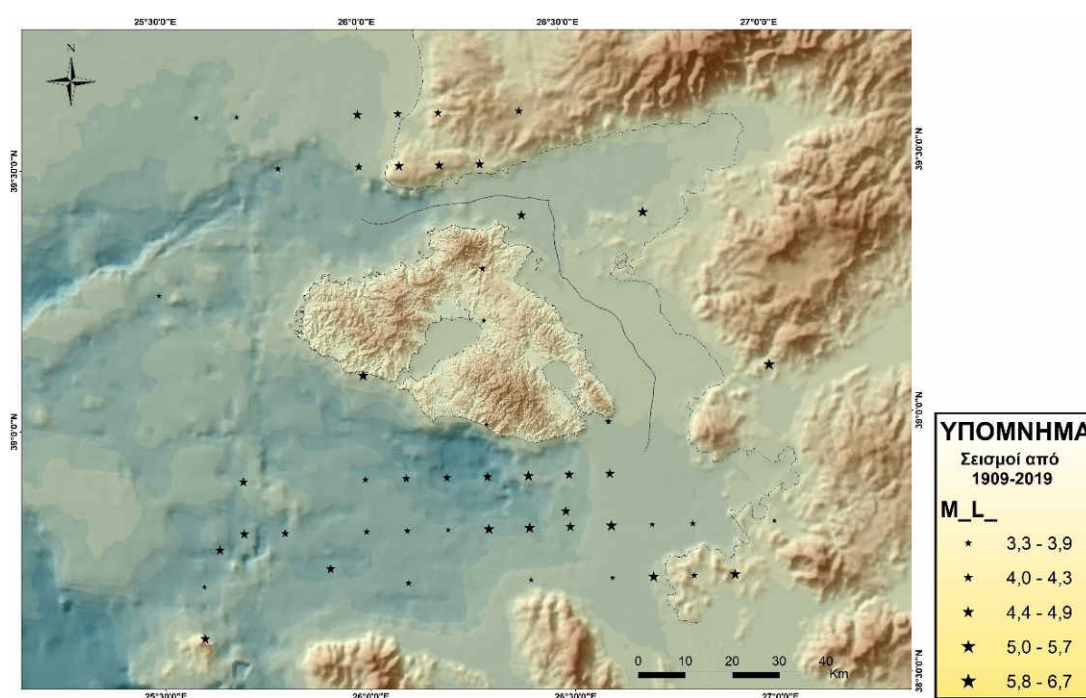
Σχ. 172. Χάρτης αποτελεσμάτων του υψομετρικού ολοκληρώματος για την περιοχή του Πολυχνίτου-Βρίσας-Βατερών

Με την ολοκλήρωση της εφαρμογής των μορφολογικών δεικτών στην περιοχή Πολυχνίτου-Βρίσας -Βατερών, ταυτοποιήθηκε η μεγάλη σε μήκος ρηξιγενή ζώνη, η οποία θεωρείται η προέκταση του υποθαλάσσιου ρήγματος, υπεύθυνη για το σεισμό στο νησί στις 12 Ιουνίου 2017. Με τη βοήθεια του χάρτη των μορφολογικών κλίσεων χαρτογραφήθηκε γεωμορφολογικά η ρηξιγενή ζώνη της Βρίσας, κάτι που φαίνεται από την απότομη αλλαγή κλίσεων εκατέρωθεν του ίχνους της, καθώς επίσης και η διακοπή της κατά βάθος διάβρωσης κάθετα στην επιφάνειά της.

8 ΣΕΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ

8.1 Ιστορικοί σεισμοί-Πρόσφατη σεισμικότητα

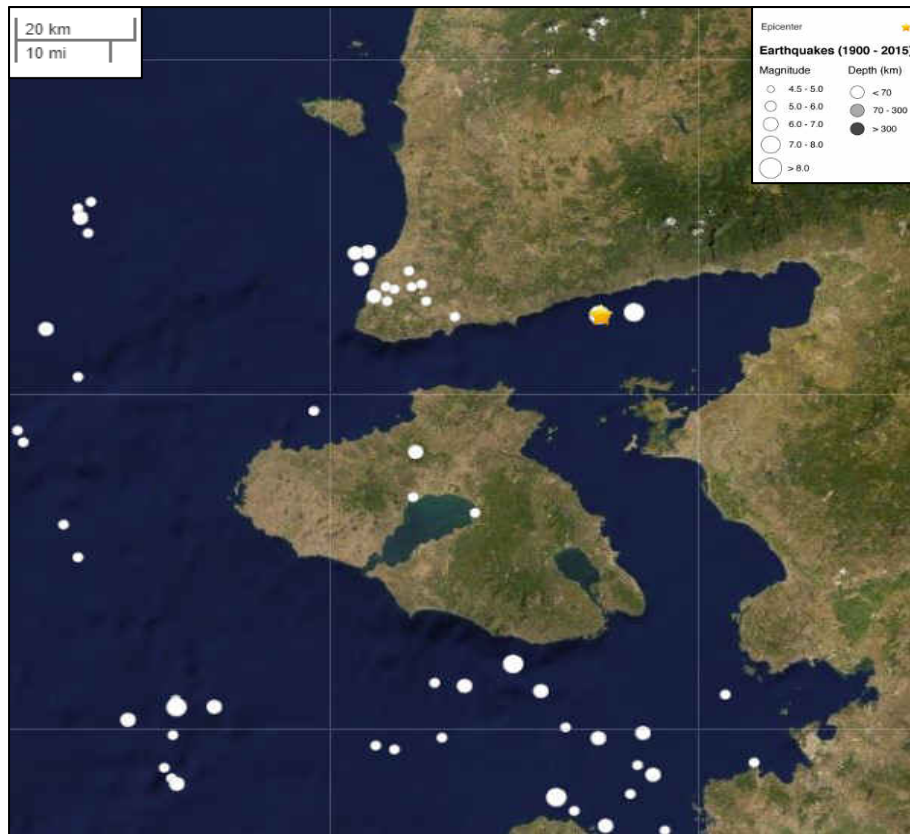
Ο χώρος του ΒΑ Αιγαίου αποτελεί μια περιοχή έντονης και ισχυρής σεισμικής δραστηριότητας. Το μεγαλύτερο μέρος αυτής επικεντρώνεται κατά μήκος τόσο της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου όσο και της μικρότερης νοτιότερα, της τάφρου Σκύρου-Αδραμυτίου. Η περιοχή της Λέσβου εμφανίζει μια μέτρια σεισμικότητα τα τελευταία 100 έτη με σημαντικότερο το σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου 2017 στα ΝΑ της Λέσβου, ο οποίος είχε σοβαρές επιπτώσεις στο χωριό Βρίσα καθώς και σε άλλες περιοχές ανατολικά του Κόλπου της Καλλονής. Ο καταστρεπτικότερος όμως σεισμός στη Λέσβο, ήταν αυτός του 1867 με επίκεντρο το χωριό Νάπη (παλιότερη ονομασία Κουλουμιδάδος).



Σχ. 174. Χάρτης επικέντρων των σεισμών με μέγεθος από 3,3 και πάνω που έχουν λάβει χώρα για το χρονικό διάστημα από το 1909-2019 στην ευρύτερη περιοχή της Λέσβου (Kiratzi A.A. et al.(2014), Roumelioti, Z., et al. (2011), Taymaz, T., et al.(1991), EMMA: <https://www.emsc-csem.org/Earthquake/emma.php>)

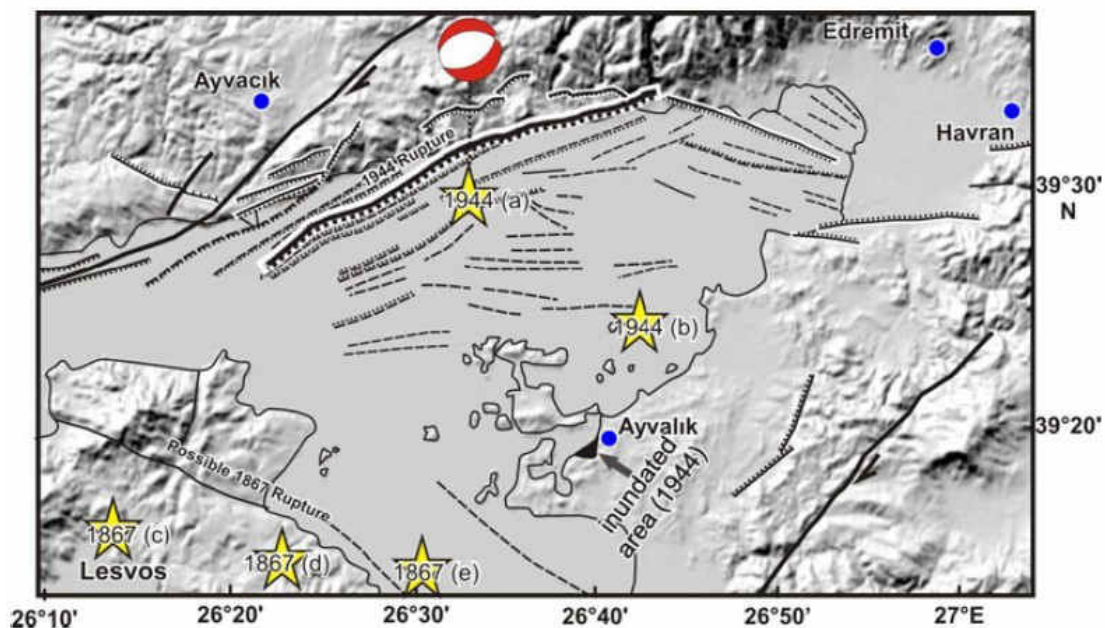
Αντίστοιχα, στον θαλάσσιο χώρο του Αδραμυτίου έχουν λάβει χώρα 2 μεγάλοι σεισμοί:

- ✓ 18 Νοεμβρίου 1919, Edremit (43 km βόρεια από την Μυτιλήνη), $M_w = 6,5$ και βάθος 10 km (USGS, ISCGEM)



Σχ. 175. Το επίκεντρο του σεισμού (κίτρινο αστέρι), 1919-11-18, στον θαλάσσιο χώρο του Αδραμυτίου (USGS)

- ✓ 6 Οκτωβρίου 1944 ο καταστρεπτικότερος σεισμός, στη περιοχή του Αδραμυτίου, με μέγεθος 6,8 και με επίκεντρο τον θαλάσσιο χώρο ΒΑ της Λέσβου (Σχ. 176).



Σχ. 176. Χάρτης στον οποίο απεικονίζονται τα κύρια και δευτερεύοντα ρήγματα (Yaltrak, 2003), όπου με κίτρινα αστέρια δίνονται οι θέσεις των προτεινόμενων

επικέντρων των καταστρεπτικότερων σεισμών της περιοχής του Αδραμυτίου από διαφορετικές πηγές:(a) Ayhan et al. ,2000), (b) ISS, (c) Papazachos and Papazachou, 1997, (d) Comninakis and Papazachos, 1982, (e) Galanopoulos,1960 (Altınok Y. et al., 2012)

Στη συνέχεια δίνεται ο πίνακας με τον κατάλογο των ιστορικών-πρόσφατων μεγάλων σεισμών που αναφέρονται για την περιοχή της Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής του Αδραμυτίου (Πίν. 16, τροποποιημένος από Altınok Y. et al., 2012):

Date	Hour	Lat. (N)	Lon. (E)	I ₀	M	Region	Reference
231 B.C.						Ancient Pyrra, Lesvos	Houtzaeos (1998)
160/161				(IX–XI)		Mitilini	Guidoboni et al. (1994)
13830806	Night	39.30 39,25	26.50 26,25	VIII (8) IX (4)	M _w 6.8	Lesvos	Pınar and Lahn (1952);, Soysal et al. (1981), Papazachos and Papazachou (1997)
1401		(39.25)	(26.25)			Mitilini	Soysal et al. (1981)
16360227	Night	(39.2)	(26.2)	VII	M _w 6.2	Lesvos	Ambraseys and Finkel (1995), Papazachos and Papazachou (1997)
16720214						N Lesvos	Ambraseys and Finkel (1995)
16880910		(39.15)	(26.50)	VIII		Lesvos	Soysal et al. (1981)
17540612				VI		Lesvos	Soysal et al. (1981)
17550224		39.25	26.25 (4)				
18260512		(39.10)	(26.50)	VI		Lesvos, Izmir	Soysal et al. (1981)
18450112		(39.10)	(26.50)	(VIII)		Lesvos, Chios, Izmir	Soysal et al. (1981)
18450902		(39.25)	(26.50)	(V)		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18450910		(39.30)	(26.30)	VII		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18451015	04:45					Lesvos, Izmir	Soysal et al. (1981)
18451110	02	(39.10)	(26.30)	X (8)	6.7	Lesvos	Soysal et al. (1981), Papazachos and

					(8)		Papazachou (1997)
18451210		(39.10)	(26.20)	X (4)		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18650223		39.30	26.20	VIII		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18650723	21.30	39.40	26.20	IX		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18670307					(7), 6,8	Lesvos	Papazachos and Papazachou, 1997,2003, (d) Comninakis and Papazachos, 1982, (e) Galanopoulos,1960
18670308				(VII)		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18670310	09:00	39.30	26.20	(VII)		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18670311						Lesvos	Soysal et al. (1981)
18670411		39.30	(26.50)	VII		Lesvos, Edremit, Ayvalık	Soysal et al. (1981)
18670722	03:00	39.30	26.20	VIII		Lesvos, Izmir	Soysal et al. (1981)
18680423		(39.30)	26.40	VI		Lesvos, Canakkale	Soysal et al. (1981)
18680517		(39.30)	26.40			Lesvos	Soysal et al. (1981)
18700711	03:30	39.25	26.50	VI		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18740705		39.20	26.30	VII		Lesvos	Soysal et al. (1981)
188012		39.20	26.50	V		Lesvos, Aegean	Soysal et al. (1981)
18860904		(39.25)	26.50	VII		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18891025	23:20	(39.30)	(26.30)	(VIII)	6.8 (8)	Lesvos	Soysal et al. (1981)
18900425		39.30	26.30	VI		Lesvos	Soysal et al. (1981)
18900505		39.30	26.30			Lesvos	Soysal et al. (1981)

18911122				V		Lesvos	Soysal et al. (1981)
19011218	03:51	39.40	26.07	VIII	Ms 5.9	Ayvalık, Edremit	Ambraseys and Finkel (1987)
19090119	0:00:00	38,70	26,90		6,0		EMMA
1912??07				V (2)		Lesvos	Pınar and Lahn (1952); Ergin et al. (1967)
19170820		(39.30)	(26.30)	VI (2)		Lesvos	Pınar and Lahn (1952); Ergin et al. (1967)
19191118	21:54	39,498	26,530		6,5	Ayvaciık,Edr emit	USGS
19201127		(39.30)	(26.30)	VI (2)		Lesvos	Pınar and Lahn (1952); Ergin et al. (1967)
19300123		(39.00)	(25.50)	VII (2)		Lesvos	Ergin et al. (1967)
19390922	0:00:00	39,10	27,00		6,4		EMMA
19441006	2:34:00	39,40	26,70		6,7		EMMA
19490723	0:00:00	38,70	26,70		6,5		EMMA
19540517	13:36	39.50	25.75	V	4.7	Lesvos	Ergin et al. (1967)
19591119	14:00:00	38,90	26,60		5,4		EMMA
19591119	14:00	38.80	26.50	VI	5.2	Lesvos	Ergin et al. (1967)
19720426	6:30:00	39,40	26,40		5,3		EMMA
19790614	11:44:46	38,80	26,60		5,8		Taymaz et al., 1991
19790616	18:42:00	38,80	26,60		5,3		EMMA
19811219	14:10	39.00	25.26	VIII	7.2	W of Lesvos	Shebalin et al. (1974), Papazachos and Papazachou (1997)
19840506	9:12:02	38,77	25,64		5,4		Kiratzı A. (2014)
19840617	7:48:00	38,90	25,70		5,1		EMMA
19940524	2:05:39	38,83	26,49		5,5		Kiratzı A. (2014)
19971114	21:38:52	38,73	25,91		5,7		Kiratzı A. (2014)

20041122	19:14:08	38,6	25,6		5		ETHZ
20060712	14:41:04	38,8	26,8		4,3		AUTH
20060713	0:14:56	38,8	26,7		3,9		AUTH
20070108	3:35:28	39,5	25,8		4		NOA
20070528	4:11:27	39,26	25,50		3,7		Roumelioti et al. (2011)
20070605	7:28:00	38,7	26,1		4		AUTH
20070612	13:13:36	38,9	26,4		4,5		AUTH
20070909	5:15:44	38,8	26,4		4,2		AUTH
20071109	1:42:24	38,8	25,7		5,1		AUTH
20071109	13:00:48	38,8	25,8		3,6		AUTH
20071109	7:10:56	38,8	25,8		4,8		AUTH
20071109	7:06:40	38,8	25,8		4,5		AUTH
20071110	11:29:04	38,8	25,7		3,9		AUTH
20071111	20:09:36	38,7	25,6		3,7		AUTH
20071228	21:13:36	39,6	26		4,3		NOA
20080112	17:16:48	38,9	26		3,6		AUTH
20080112	15:06:40	38,9	26,1		4,5		NOA
20080113	21:15:44	38,9	26		3,9		AUTH
20080115	7:45:04	38,9	26		4		AUTH
20080731	3:03:28	38,9	26		4		NOA
20080731	2:54:56	38,9	26		4,2		AUTH
20080731	3:03:28	38,8	26,1		4		AUTH
20080731	2:54:56	38,9	26,2		4,2		NOA
20090301	0:46:56	38,8	26,2		3,9		AUTH
20090330	22:21:52	38,9	26,1		3,8		AUTH
20101021	9:48:48	38,9	26		4		UOA
20111205	8:29:52	38,8	26,3		4		NOA
20111205	8:17:04	38,8	26,3		4,6		AUTH
20111205	8:42:40	38,9	26,3		3,3		NOA

20120224	0:59:44	39,6	26		3,8		NOA
20120323	12:37:20	39,6	26,1		3,8		NOA
20120427	10:48:32	38,7	26,6		3,5		NOA
20120501	14:47:28	38,7	26,7		4,7		AUTH
20120502	11:37:36	38,7	26,7		3,8		NOA
20120502	6:47:28	38,7	26,7		3,6		NOA
20120502	6:41:04	38,7	26,8		4,1		AUTH
20130110	5:49:52	39,6	25,6		3,9		ERD
20130112	13:47:44	39,6	25,7		3,5		ERD
20130112	20:50:08	38,8	26		3,8		NOA
20130113	17:55:12	39,6	25,6		3,9		NOA
20130401	16:55:28	38,8	26		4		NOA
20130411	8:40:32	39,2	26,3		3,7		NOA
20130609	15:15:12	38,8	27		3,9		NOA
20141124	9:16:48	38,8	25,7		3,8		NOA
20141206	6:21:52	38,9	26,3		4,9		NOA
20141206	1:44:32	38,9	26,3		5,1		AUTH
20150227	22:26:08	38,7	26,4		3,9		KOERI
20150910	8:12:48	38,8	26,3		4,6		AUTH
20170114	22:39:01	39,5	26,1		4,4		NOA
20170114	22:39:01	39,6	26,1		4,4		AUTH
20170114	22:38:59	39,5	26,2		4,6		ERD
20170115	4:03:21	39,5	26,1		4		NOA
20170115	4:03:20	39,6	26,1		4		AUTH
20170115	4:03:20	39,5	26,2		4,3		ERD
20170206	3:51:39	39,6	26		5,3		KOERI
20170206	11:45:02	39,5	26,1		4,2		NOA
20170206	10:58:02	39,5	26,1		5		AUTH
20170206	4:17:29	39,5	26,1		4		ERD

20170206	3:51:41	39,5	26,1		5,2		AUTH
20170206	10:58:04	39,5	26,2		5,2		USGS
20170206	3:51:42	39,5	26,2		5,3		GFZ
20170207	21:35:01	39,5	26,1		4		NOA
20170207	21:00:55	39,5	26,1		4,1		NOA
20170207	5:17:09	39,5	26,1		4,2		NOA
20170207	2:24:11	39,5	26,1		5,3		USGS
20170207	21:00:54	39,5	26,2		4,2		ERD
20170207	5:17:08	39,5	26,2		4,3		ERD
20170207	5:15:51	39,5	26,2		4,1		NOA
20170207	2:24:05	39,5	26,2		5,2		NOA
20170208	1:38:04	39,5	26,1		4,5		NOA
20170208	2:16:15	39,5	26,2		3,9		NOA
20170208	1:38:04	39,5	26,2		4,6		GFZ
20170209	10:13:11	39,5	26,1		3,8		NOA
20170210	8:55:25	39,5	26,1		4,7		KOERI
20170210	8:55:26	39,5	26,2		4,5		NOA
20170210	8:55:26	39,6	26,2		4,5		USGS
20170212	13:48:16	39,5	26,1		5,1		NOA
20170212	13:48:17	39,5	26,2		5,2		GFZ
20170212	13:48:20	39,5	26,3		5,3		USGS
20170216	0:18:59	39,5	26		4,5		KOERI
20170216	0:19:00	39,5	26,1		4,5		NOA
20170222	1:24:22	39,5	26,1		3,6		NOA
20170222	1:24:21	39,6	26,1		3,6		UOA
20170223	1:55:15	39,5	26,1		4,4		GFZ
20170228	23:27:33	39,5	26		4,6		KOERI
20170228	23:27:35	39,5	26,1		4,6		NOA
20170302	5:48:42	39,5	26		4		GFZ

20170323	1:55:14	39,6	26,1		4,2		NOA
20170324	15:19:06	39,5	26,1		4		NOA
20170324	15:19:06	39,6	26,1		4		ERD
20170612	12:28:51	39,1	26		6,4		USGS
20170612	12:28:39	38,8	26,3		6,3		AUTH
20170612	18:25:41	38,9	26,3		3,9		NOA
20170612	14:19:48	38,9	26,3		4,2		AUTH
20170612	12:28:43	38,8	26,4		6,4		GCMT
20170612	16:30:16	38,9	26,4		3,9		NOA
20170612	14:19:47	38,9	26,4		4,2		NOA
20170612	12:28:38	38,9	26,4		6,3		UOA
20170612	12:28:39	38,8	26,6		6,4		INGV
20170613	3:19:58	38,8	26,4		4		ERD
20170613	3:19:59	38,9	26,4		3,9		NOA
20170614	4:35:56	38,9	26,3		4,2		NOA
20170614	4:35:55	38,8	26,4		4,1		UOA
20170614	4:35:54	38,9	26,4		4,1		KOERI
20170615	10:37:04	38,9	26,3		3,9		NOA
20170616	5:59:23	38,9	26,4		3,7		UOA
20170616	13:25:52	38,8	26,5		4,2		NOA
20170617	3:40:36	38,9	26,2		4,6		KOERI
20170617	19:50:06	38,8	26,3		5,2		AUTH
20170617	3:40:37	38,9	26,3		4,7		NOA
20170617	19:50:05	38,8	26,4		5,3		NOA
20170617	19:33:33	38,8	26,4		4,2		UOA
20170617	20:16:16	38,9	26,4		3,8		UOA
20170617	19:50:05	38,9	26,4		5,2		UOA
20170617	19:33:33	38,8	26,5		4,2		NOA
20170617	19:50:06	38,9	26,5		5,2		GFZ

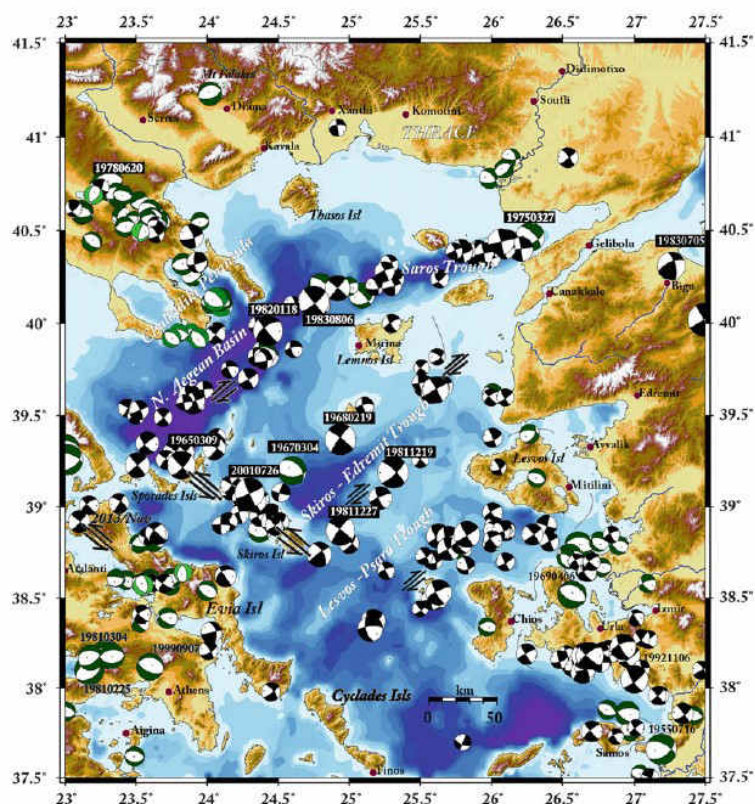
20170620	3:13:33	39	26,3		3,7		UOA
20170622	2:48:53	38,8	26,4		4,8		AUTH
20170622	2:48:53	38,8	26,5		5		NOA
20170805	3:20:52	39	26,6		4		UOA
20170916	8:12:41	39,4	26,4		3,9		ERD
20171119	9:14:48	38,8	26,4		3,8		UOA
20180307	16:02:33	39,5	26,1		3,9		UOA
20180627	1:00:49	38,8	26,4		4		NOA
20180906	23:53:34	38,9	26,4		3,8		UOA
20190220	18:23:29	39,6	26,4		4,9		NOA
20190301	13:37:15	38,8	26		3,8		UOA
20190429	18:02:44	39,3	26,3		4,3		NOA
20190922	4:20:21	38,9	26,2		4		ERD

Πιν. 16. Πίνακας με τους ιστορικούς-πρόσφατους μεγάλους σεισμούς που αναφέρονται για την περιοχή της Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής του Αδραμυτίου (τροποποιημένος από Altınok Y. et al., 2012)

8.2 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Λέσβου

Η επίδραση του νότιου κλάδου του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Βόρειας Ανατολίας τόσο στη λεκάνη του Αδραμυτίου όσο και στο βόρειο τμήμα της Λέσβου, αποτυπώνεται στους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών που συμβαίνουν στην περιοχή. Η Λέσβος, η οποία βρίσκεται στη σύνδεση της περιοχής όπου τα ρήγματα παρουσιάζουν τόσο οριζόντια συνιστώσα ολίσθησης όσο και κανονική, παίζει καθοριστικό ρόλο στην κατανόηση του πεδίου των τάσεων που λειτουργεί στην περιοχή. Από τον χάρτη κατανομής μεγάλων σεισμικών γεγονότων όσον αφορά την ευρύτερη περιοχή της Λέσβου μπορούμε να διακρίνουμε τα εξής:

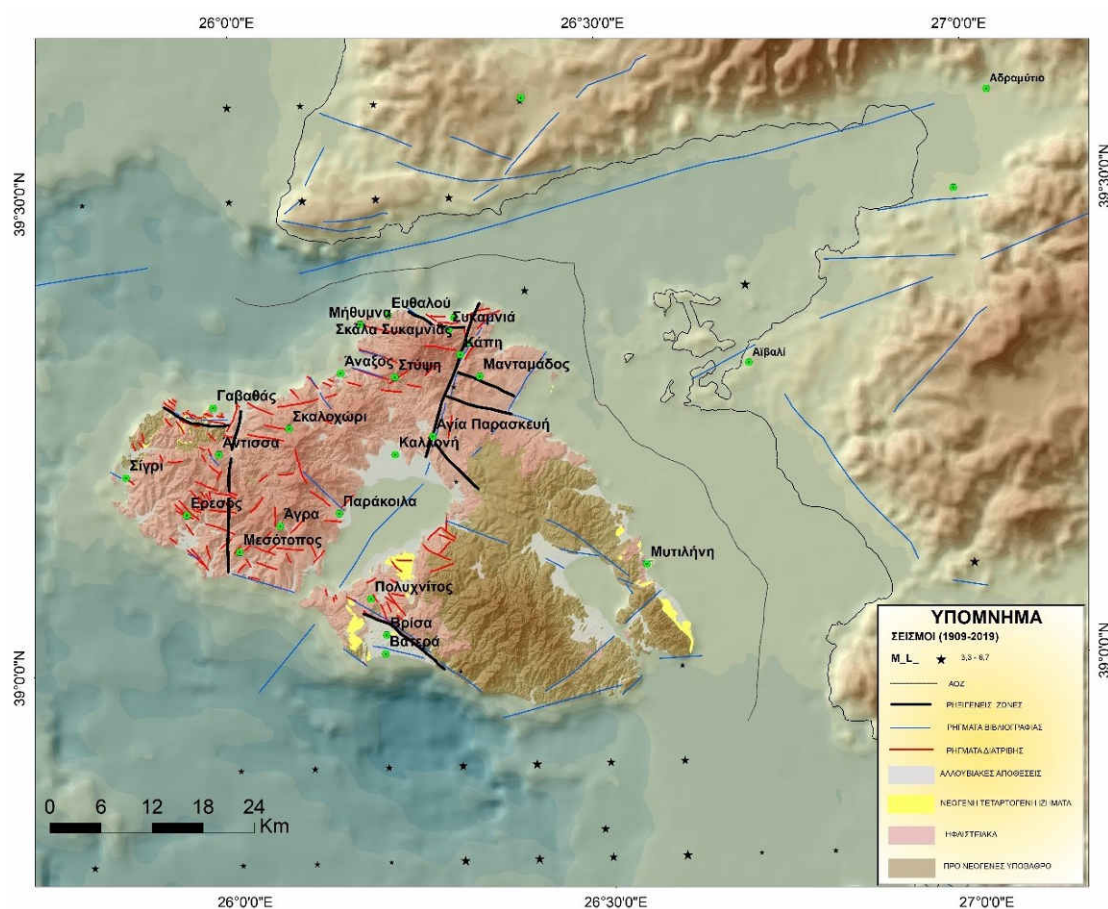
- Σεισμούς, δυτικά της Λέσβου, οι οποίοι δημιουργούν μία διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, κατευθυνόμενοι στο ακρωτήριο Babakale, το νοτιοδυτικότερο άκρο της χερσονήσου Biga
- Σεισμούς ΝΔ της Λέσβου, οι οποίοι δημιουργούν μία διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, η οποία προεκτεινόμενη φαίνεται να διασχίζει τη Λέσβο, στον κόλπο της Καλλονής.
- Αισθητή απουσία σεισμικών γεγονότων στο θαλάσσιο χώρο στην περιοχή μεταξύ των βόρειων ακτών της Λέσβου και της χερσονήσου Biga.



Σχ. 175: Χάρτης μηχανισμών γένεσης σεισμών στην περιοχή του ΒΑ Αιγαίου, με τη βοήθεια των οποίων σημειώνονται η τάφρος Σκύρου-Αδραμυτίου και η τάφρος Λέσβος-Ψαρά (Kiritzi A., 2014)

Η συμβολή των μηχανισμών γένεσης σεισμών μας δίνει τη δυνατότητα να εντοπίσουμε τη συνέχεια των χαρτογραφημένων ρηγμάτων της ξηράς στη θάλασσα, καθώς επίσης να εκτιμήσουμε την επαναδραστικοποίηση ρηγμάτων στην ξηρά που δημιουργήθηκαν σε παλιότερο πεδίο.

Με βάση τη σεισμικότητα της περιοχής, τόσο την ιστορική όσο και τη σύγχρονη και λαμβάνοντας υπόψιν όλα τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων υπαίθρου, διακρίθηκαν-ταυτοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή κατά μήκος των ηφαιστειακών πετρωμάτων στο νησί της Λέσβου 6 ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες περιγράφονται αναλυτικά στο επόμενο κεφάλαιο.



Σχ. 176. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Λέσβου που απεικονίζει τις κύριες ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής

9 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την παρούσα διδακτορική διατριβή συνοψίζονται στα εξής:

1. Ταυτοποίηση ήδη χαρτογραφημένων ρηξιγενών ζωνών και προσδιορισμό νέων

Τα ρήγματα που μετρήθηκαν στα νεογενή ιζήματα και κυρίως στα ηφαιστειακά πετρώματα της νήσου Λέσβου, στην παρούσα διατριβή, διακρίθηκαν σε πρώτης τάξης ρήγματα (ρηξιγενείς ζώνες) και σε δεύτερης τάξης. Η διάκριση αυτή έγινε με βάση:

- ✓ Την μετακίνηση των ορίων τόσο των νεογενών ιζημάτων όσο και των ηφαιστειακών προϊόντων.
- ✓ Τα άλμα της μετατόπισης των ορίων των ρηγμάτων
- ✓ Την εμφάνιση ή σταθερή μείωση ενός συγκεκριμένου γεωλογικού σχηματισμού από περιοχή σε περιοχή.
- ✓ Τη συσχέτιση των ρηγμάτων τόσο με το μορφοανάγλυφο όσο και με τη συνέχεια τους με το υποθαλάσσιο ανάγλυφο.
- ✓ Την απότομη αλλαγή στις τιμές των γωνιών της μορφολογικής κλίσης των πρανών
- ✓ Την απότομη αλλαγή της διεύθυνσης των ρεμάτων καθώς και την επαναλαμβανόμενη συγκεκριμένης διεύθυνση της ροής των ρεμάτων

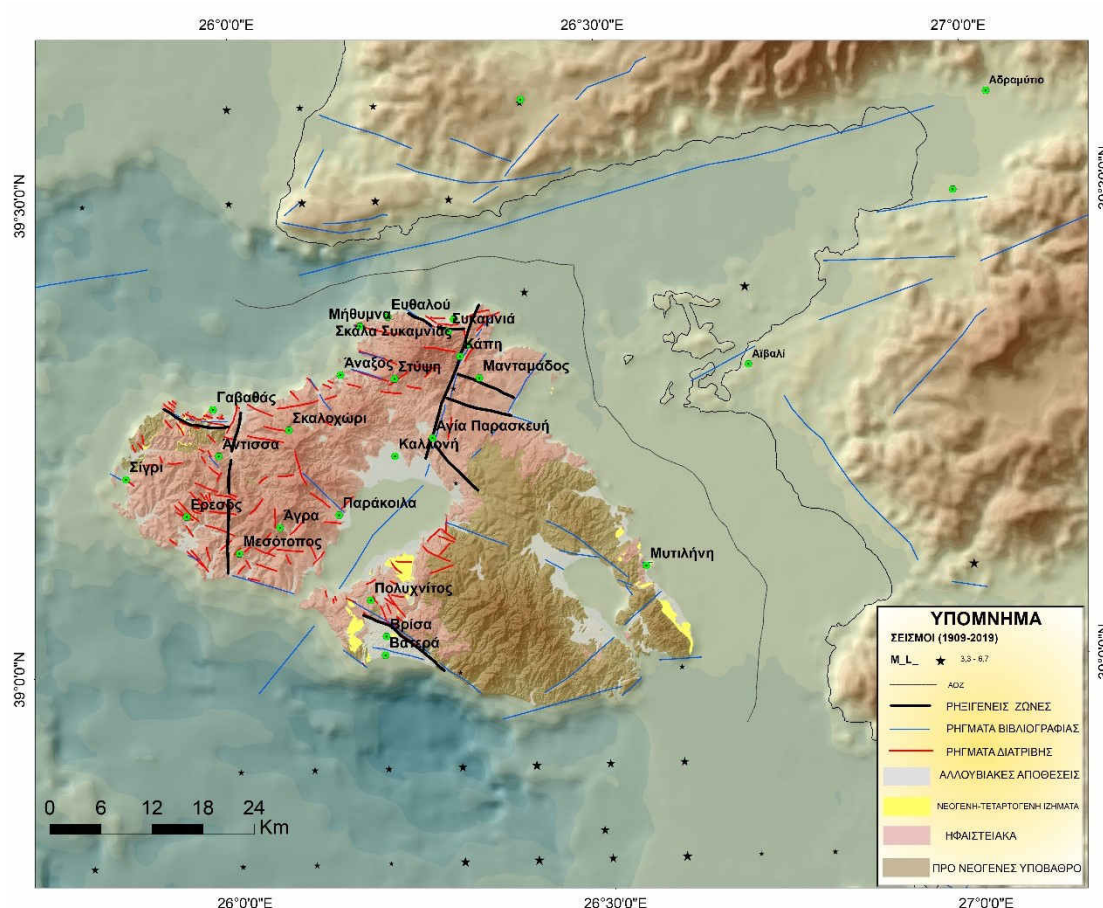
Έτσι η περιοχή της διατριβής, η οποία καλύπτεται τα προϊόντα της ηφαιστειακής δραστηριότητας (21,5-16Ma), χωρίζεται σε 6 ρηξιγενείς ζώνες. Εκατέρωθεν αυτών των ζωνών, τα τεμάχια κινούνται σημειώνοντας καθοδική,ανοδική ή και πλάγια κίνηση. Πολύ σημαντική είναι και η περιστροφή των τεμαχίων, η οποία αποτυπώνεται με την μεταβολή της γράμμωσης ολίσθησης και παρατηρείται πάνω στις κατοπτρικές επιφάνειες. Οι παραπάνω ρηξιγενείς ζώνες ακολουθούν ως επί των πλείστον ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, καθώς επίσης και ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΑ-ΝΔ. Η συνέχεια αυτών των ρηξιγενών ζωνών εντοπίζεται σίγουρα στη θάλασσα.

Αυτές οι ρηξιγενείς ζώνες χωρίζουν το νησί σε διαφορετικά τμήματα, στα οποία μετρήθηκαν τα δεύτερης τάξης ρήγματα και τα οποία διαμορφώνουν το σημερινό ανάγλυφο της περιοχής, όπως ο σχηματισμός των αλλουβιακών πεδιάδων. Παρακάτω περιγράφονται οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες (Σχ. 177):

- Ρηξιγενής ζώνη της Κεντρικής Λέσβου

Η ρηξιγενής ζώνη της Κεντρικής Λέσβου, η οποία διέρχεται από βορρά από τους οικισμούς Κλειώ, Κάπη, Νάπη και Αγία Παρασκευή, αποτελεί τη σημαντικότερη ρηξιγενή ζώνη του νησιού, χωρίζοντάς το ουσιαστικά σε δύο μεγάλα τμήματα. Η ζώνη έχει γενική διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ και βύθιση προς τη Δ. Η ταυτοποίησή της εκτός από τη μέτρηση των ρηγμάτων κατά μήκος της, έλαβε χώρα και από την οριοθέτηση του ιγκνιμβρίτη, ο οποίος εμφανίζεται μόνο στα ανατολικά της ρηξιγενούς ζώνης. Συγκεκριμένα μετρήθηκαν διάφορα τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης στους

προαναφερθέντες οικισμούς και ταυτοποιήθηκαν τα ρήγματα που ακολουθούν το ρήγμα της Κλειούς-Κάπης, το ρήγμα της Νάπης, και το ρήγμα της Αγ.Παρασκευής. Η ρηξιγενής ζώνη της Κεντρικής Λέσβου ταυτοποιήθηκε επίσης και με τον υπολογισμό των γεωμορφολογικών δεικτών. Το υδρογραφικό δίκτυο επηρεάζεται από τη ρηξιγενή ζώνη η οποία αλλάζει τη ροή πολλών κλάδων ρεμάτων από ΝΑ σε ΝΔ. Επίσης υπάρχει ανύψωση στο δυτικό τμήμα της κύριας ροής του ποταμού, όπως αυτός εκβάλλει στο νότο, στον Κόλπο της Καλλονής και ταπείνωση στο ανατολικό.



Σχ. 177. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Λέσβου που απεικονίζει τις κύριες ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής

- Ρηξιγενής ζώνη ΝΑ του Μανταμάδου

Βρίσκεται στο ΒΑ τμήμα του νησιού και ΝΑ από τον οικισμό του Μανταμάδου. Στο μεγαλύτερο τμήμα της αναγνωρίζεται από την οριοθέτηση του ιγνιμβρίτη και των λαβών ανατολικά. Πρόκειται για μία ζώνη με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, η οποία βυθίζεται προς το Β. Η ρηξιγενής αυτή ζώνη αποτελείται από δύο παράλληλα ρήγματα, σε μικρή απόσταση μεταξύ τους. Στην ύπαιθρο μπόρεσε να εντοπισθεί μόνο το νοτιότερο, στην περιοχή του Αγ. Παντελεήμονα, ΝΔ από τον οικισμό του Μανταμάδου. Συγκεκριμένα η ρηξιγενής ζώνη είναι υπεύθυνη για τα ακόλουθα:

- ✓ Μεταθέτει τα όρια των λαβών της Βατούσας και της Σουκαμιάς

- ✓ Μετακίνηση των ορίων του ιγκνιμβρίτη στην περιοχή
- ✓ Απότομη μεταβολή του προσανατολισμού των πρηνών κατά μήκος των συγκεκριμένων διευθύνσεων
- ✓ Δημιουργία αλλουβιακής πεδιάδας

- Ρηξιγενής ζώνη Α της Καλλονής

Πρόκειται για μια ρηξιγενή ζώνη, που ξεκινά από τον οικισμό της Αγίας Παρασκευής με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, η αναγνώριση της οποίας προς τα ΝΑ δε γίνεται με σαφήνεια στην επιφάνεια. Η ρηξιγενής αυτή ζώνη αποτελεί πιθανόν τη συνέχεια της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης η οποία οριοθετεί προς Βορρά τον κόλπο της Γέρας και τον κόλπο της Καλλονής. Στην περιοχή ανάμεσα από τον κόλπο της Καλλονής και τον κόλπο της Γέρας, η ρηξιγενής ζώνη μπορεί εύκολα να αναγνωρισθεί, επειδή επηρεάζει το οφιολιθικό κάλυμμα.

Στην ευρύτερη περιοχή της Καλλονής, η ρηξιγενής αυτή ζώνη εντοπίζεται κυρίως με βάση τα μορφοτεκτονικά κριτήρια. ΒΔ από τον κόλπο της Καλλονής, το μεγάλο πάχος των ηφαιστειακών πετρωμάτων καθιστά δυσδιάκριτη την αναγνώρισή της.

- Ρηξιγενής ζώνη της Άντισσας (ΒΔ Λέσβος)

Η ευρύτερη περιοχή δυτικά από τον οικισμό της Άντισσας, οριοθετείται από μία μεγάλη ρηξιγενή ζώνη. Με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ και βύθιση προς τα ανατολικά, η ρηξιγενής ζώνη δεν εμφανίζεται με σαφήνεια στην επιφάνεια. Το μεγάλο πάχος των πυροκλαστικών του Σιγρίου (300m) και το κάλυμμα του ιγκνιμβρίτη κατά θέσεις στην περιοχή, δυσχεραίνει τον εντοπισμό κατοπτρικών επιφανειών της ζώνης, η οποία φαίνεται να είναι υπεύθυνη για τα ακόλουθα:

- ✓ Την οριοθέτηση των λαβών της Ερεσού προς τα δυτικά, που αποτελεί την παλαιότερη ηφαιστειακή δραστηριότητα στο νησί (21,5 Ma).
- ✓ Την απουσία προϊόντων της νεότερης ηφαιστειακής δραστηριότητας, δυτικά της ζώνης.
- ✓ Την εμφάνιση στην περιοχή των πετρωμάτων υποβάθρου, τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο τμήμα, δυτικά από τη ρηξιγενή ζώνη.
- ✓ Απότομη μεταβολή του προσανατολισμού των μορφολογικών πρηνών από Α σε Δ.

- Ρηξιγενής ζώνη του Γαβαθά (ΒΔ Λέσβος)

Η ρηξιγενής ζώνη του Γαβαθά, με γενική διεύθυνση Α-Δ, αποτελείται από μία ομάδα ρηγμάτων από κανονικά και πλαγκιοκανονικά μετατόπισης ρήγματα, με μήκος 6,4 km. Τα ρήγματα αυτά καθορίζουν το σχήμα της ακτογραμμής στην περιοχή του Γαβαθά, που βρίσκεται στο ΒΔ τμήμα της Λέσβου, μπορούν να διακριθούν σε 3 ομάδες: τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ, τα ρήγματα με διεύθυνση Β-Ν έως ΒΔ-ΝΑ και μία

μικρότερη ομάδα από ΒΑ-ΝΔ διευθύνσεως ρήγματα (Mourouzidou et al., 2004). Η ρηξιγενής ζώνη του Γαβαθά είναι υπεύθυνη για τα ακόλουθα:

- ✓ Τη δημιουργία ακτογραμμής με γενική διεύθυνση Α-Δ, διεύθυνση που συμφωνεί με τη μία ομάδα των ρηγμάτων της ζώνης.
- ✓ Τη δημιουργία αλλουβιακής πεδιάδας.
- ✓ Την εμφάνιση στην περιοχή της πετρωμάτων του αλπικού υποβάθρου.
- ✓ Την απότομη μεταβολή της διεύθυνσης της κύριας ροής του ρέματος από ΒΒΑ-ΝΝΔ σε Α-Δ, εξαιτίας της δράσης της ρηξιγενούς ζώνης του Γαβαθά.

- Ρηξιγενής ζώνη της Βρίσας-Βατερών

Στην περιοχή της Βρίσας-Βατερών χαρτογραφήθηκε η ομώνυμη ρηξιγενής ζώνη που έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και διεύθυνση κλίσης προς τα ΝΔ. Η αναγνώριση της ρηξιγενούς ζώνης είναι υπεύθυνη για τα ακόλουθα:

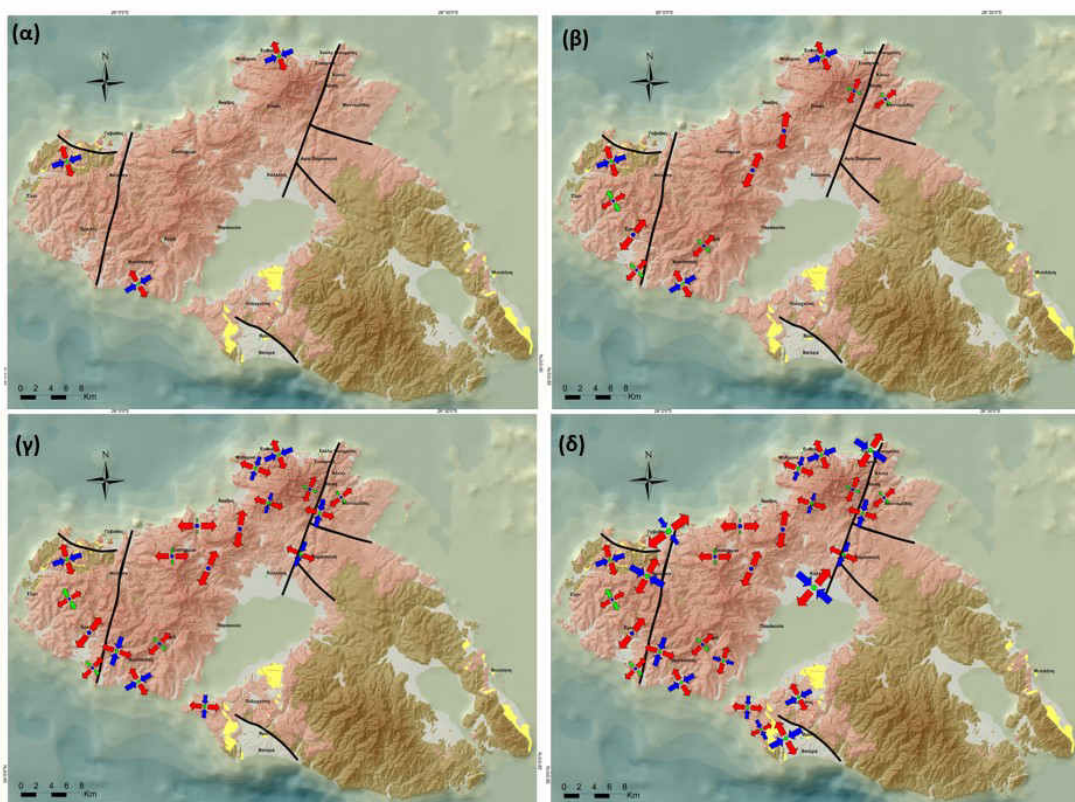
- ✓ Την οριοθέτηση της εμφάνισης των λαβών της Συκαμιάς από τα ΒΔ, οι οποίες εμφανίζονται ξανά στην περιοχή της Αγ. Παρασκευής .
- ✓ Την ανύψωση του αναγλύφου στην περιοχή ΒΑ της Βρίσας
- ✓ Τη σταδιακή μείωση της εμφάνισης των Πλειστοκαινικών κροκαλοπαγών, που αποτελούν χαρακτηριστικό σχηματισμό της περιοχής αυτής με συνολικό πάχος πάνω από 100m.
- ✓ Την αναγνώριση κατοπτρικών επιφανειών μέσα στα πετρώματα του υποβάθρου, κυρίως μέσα σε ρέματα.
- ✓ Από την απότομη αλλαγή των τιμών των μορφολογικών κλίσεων εκατέρωθεν της διεύθυνσης του ρήματος.
- ✓ Την ανοδική κίνηση της περιοχής βόρεια από τον οικισμό της Βρίσας και την καθοδική προς το νότια, σύμφωνα με τα αποτελέσματα των γεωμορφολογικών δεικτών και συγκεκριμένα τον υπολογισμό του δείκτη Ασυμμετρίας των υδρολογικών λεκανών.
- ✓ Την διακοπή της κατά βάθος διάβρωσης σύμφωνα μετά τον υπολογισμό του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height, Vf) σε κύρια ρέματα.

2. Διάκριση τεκτονικών φάσεων

Με βάση τόσο τα δεδομένα υπαίθρου όσο και τα στοιχεία που προέκυψαν από την επεξεργασία τους με το πρόγραμμα Wintensor, διαχωρίστηκαν οι εξής τεκτονικές φάσεις (Σχ. 178), από την παλαιότερη προς τη νεώτερη:

- ✓ (N1): ένα εφελκυστικό πεδίο με δ/ση ΒΔ-ΝΑ και με τον σ1 σε ΒΑ-ΝΔ δ/ση που δημιούργησε αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με δ/ση ΒΒΔ-ΝΝΑ
- ✓ (N2): ένα εφελκυστικό πεδίο από ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΑ-ΝΔ

- ✓ (N3): ένα εφελκυστικό πεδίο με δ/νση ΔΒΔ-ΑΝΑ και με τον σ1 BBA-NNΔ, το οποίο δημιουργεί ρήγματα από ΒΒΔ-NNΑ έως ΒΒΑ-NNΔ, πλαγιοκανονικά με σημαντικότερη τη dip slip κίνηση
- ✓ (N4): Από το Πλειστόκαινο το εφελκυστικό πεδίο έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, με τον σ1 να έχει δ/νση ΒΔ-ΝΑ, ιδιαίτερα στις βόρειες ακτές. Στις νότιες ακτές και μέχρι τα Βατερρά φαίνεται να υπερισχύει ένας ΒΔ-ΝΑ εφελκυσμός, με τον σ1 να έχει δ/νση ΒΑ-ΝΔ



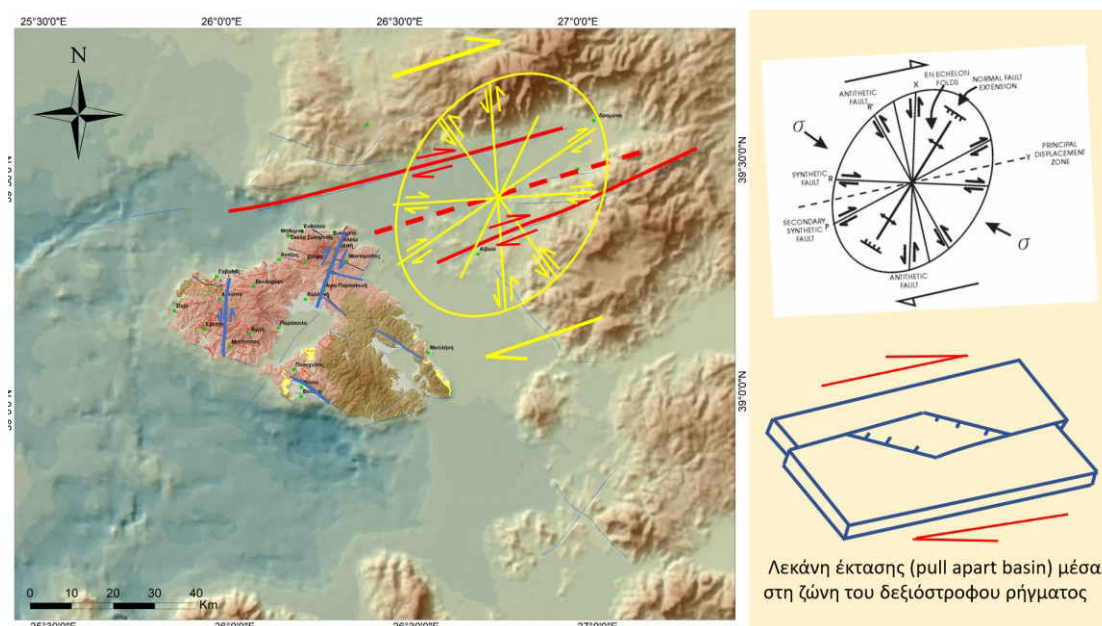
Σχ. 178. Οι (4) τεκτονικές φάσεις οι οποίες προέκυψαν μετά την επεξεργασία των δεδομένων υπαίθρου στο νησί της Λέσβου, όπου: (α) το παλιότερο τεκτονικό γεγονός (N1), (β) η αμέσως επόμενη φάση (N2), (γ) η φάση (N3) και τέλος στο (δ) η νεότερη φάση (N4)

3. Σύγκριση της τεκτονικής δομής τόσο του βόρειου με το νότιο τμήμα της Λέσβου όσο και της τεκτονικής δομής στην ευρύτερη περιοχή του Αδραμυτίου.

Τέλος, από την επεξεργασία των ρηξιγενών επιφανειών με την χρήση του WinTensor και τη σύγκριση των αποτελεσμάτων με αυτά που υπάρχουν από την λεκάνη του Αδραμυτίου, προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα για την περιοχή της Λέσβου και του Αδραμυτίου :

- ✓ Στο βόρειο τμήμα της Λέσβου επικρατεί εφελκυσμός με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ καθώς επίσης τα ρήγματα της περιοχής εμφανίζουν ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα ολίσθησης.

- ✓ Στο νότιο τμήμα του νησιού επικρατεί εφελκυσμός τόσο με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΔ-ΝΑ όσο και με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Η συλλογή περισσότερων δεδομένων υπαίθρου για το νότιο τμήμα θα έδινε μία πιο ολοκληρωμένη εικόνα για τη συγκεκριμένη περιοχή.
- ✓ Το είδος της δυναμικής τεκτονικής που επιδρά στον χώρο εμφανίζει πολλά κοινά χαρακτηριστικά μ' αυτό του μοντέλου Riedel διάτμησης για μια περιοχή όπου δραστηριοποιείται ένα μεγάλο ρήγμα με ισχυρή δεξιόστροφη συνιστώσα, όπως θεωρείται το ρήγμα του Αδραμυτίου (Σχ. 179). Σύμφωνα με το παραπάνω μοντέλο η ρηξιγενής ζώνη της Κεντρικής Λέσβου αποτελεί μία δευτερεύουσα συνθετική ρηξιγενή ζώνη, η ρηξιγενής ζώνη της Άντισσας μία αντιθετική ενώ το κανονικό ρήγμα της Βρίσας κατέχει διεύθυνση που συμπίπτει μ' αυτή που ορίζει η διεύθυνση των εφελκυστικών δομών, του παραπάνω μοντέλου. Το μοντέλο αυτό ταιριάζει με αυτά που έχουν προταθεί από τη διεθνή βιβλιογραφία για την ενεργό περιοχή του βορείου Αιγαίου (Pavlidis et al., 1990, A. Chatzipetros et al. 2013, Sakellariou et al., 2018, Papanikolaou et al., 2019).
- ✓ Το γεγονός ότι ο εφελκυσμός αναπτύσσεται σε δύο διευθύνσεις, όπως αποδείχθηκε από τον υπολογισμό των τανυστών τάσης μετά την επεξεργασία των δεδομένων υπαίθρου, μπορεί να ερμηνευτεί ως το αποτέλεσμα της δράσης μία λεκάνης pull-apart μέσα σ' ένα χώρο όπου κυριαρχεί το τεκτονικό καθεστώς διάτμησης (Allen & Allen, 2013).



Σχ. 179. Χάρτης με τις κύριες ρηξιγενείς ζώνες στη Λέσβο και στην ευρύτερη περιοχή του Αδραμυτίου, όπου η κόκκινη διακεκομμένη γραμμή είναι η κύρια ρηξιγενής ζώνη, ενώ με κίτρινο χρώμα απεικονίζονται οι γωνιώδεις σχέσεις αυτής με τις Riedel δομές Christie-Blick et al. (1985)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Altınok Y., Alpar B., Yaltırak C., Pınar A., Ozer N. (2012) The earthquakes and related tsunamis of October 6, 1944 and March 7, 1867; NE Aegean Sea, Nat Hazards (2012) 60:3–25
- Ambraseys NN, Finkel C (1987) Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899–1915. *Ann Geophys* 5B:701–726
- Ambraseys NN, Finkel C (1995) The seismicity of Turkey and adjacent areas. A historical review: 1500–1800. Eren Yayıncılık, İstanbul
- Ambraseys, N. N., Jackson, J. A., (1998) Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, *Geophysical Journal International*, 133, Issue 2, pp. 390-406.
- Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh. 206pp
- Ayhan E, Alsan E, Sancaklı N, Üçer SB (2000) Türkiye ve Dolayları Deprem Kataloğu 1881–1980, Boğaziçi Üniversitesi Yayınevi, ISBN: 978975518984X, 126 pp
- Agostini S., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Savascin M.Y., Tonarmi S., (2005) Tertiary high-Mg volcanic rocks from Western Anatolia and their geodynamic significance for the evolution of the Aegean area, *Developments in Volcanology*, 7, pp 345-362.
- Allen, P.A., Allen, J.R., 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication, p. 633.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int.*, 103, 363–376
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction, in: *Continental Deformation*, pp. 53–100, ed. Hancock, P.L., Pergamon Press, Oxford
- Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France* (7)19, 1309-1318.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. & Papanastassiou, D. 1996. Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International* 126:11-53.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. & Barka (1999), Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, pp 27, pp. 267–270.

- Arthaud, F. 1969. Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. Bull. Soc. geol. Fr. 11, 729-737.
- Barka, A., K. Kadinsky-Cade (1988), Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7(3), pp. 663–684.
- Barka, A. A. (1992). The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164–195
- Bartole, R., Catani, G., Lenardon, G. and Vinci, A. 1983. Tectonics and sedimentation of the southern Aegean Sea. *Boll. Oceanol. Teor. App.* 1, 319-340.
- Beccaletto, L., Steiner, C. 2005. Evidence of two-stage extensional tectonics from the northern edge of the Edremit Graben, NW Turkey, *Geodinamica Acta* 18/3-4 (2005) pp. 283–297.
- Beccaletto, L. (2003). Geology, correlations and geodynamic evolution of the Biga Peninsula (NW Turkey), PhD thesis, l'Université de Lausanne, pp. 187.
- Beyhan, G., 1999. Sismik yansıma verilerinin yorumu ile Saroz, Edremit ve Gökova korfezlerinin tektonik özelliklerinin incelenmesi. İstanbul Univ, FBE 127 pp.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., (1975) Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya, Formasyonu'nun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA), Ankara, pp. 70–76 (in Turkish).
- Bingöl, E., Delaloye, M., Genç, Ş., (1994) Magmatism of Northwestern Anatolia, IAVCEI.
- Blick- Christie, Nicholas & Biddle, Kevin.,(1985), Deformation and basin formation along strike-slip fault. *SEPM Spec. Publ.* 37. 10.2110/pec.85.37.0001.
- Bonev, N., Beccaletto, L., Robyr, M., & Monié, P. (2009). Metamorphic and age constraints on the Alakeçi shear zone: Implications for the extensional exhumation history of the northern Kazdağ Massif, NW Turkey. *Lithos*, 113, 331–345.
- Bonev, N., Klain, L., Pimpirev, C.H., 2009. Lithologic-tectonic aspect of the Circum-Rhodope belt flysch in the Chalkidiki Peninsula (Sithonia) and the Rodopi-Thrace districts, northern Greece. *Proceedings of National Conference of the Bulgarian Geological Society with international participation. Geosciences 2009.* BGS, Sofia, pp. 81–82.
- Borsi S, Ferrara G., Innocenti F., Mazzuoli R. (1972), Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island), *Bulletin of Volcanology*, 36, pp. 473-493.

- Bozkurt, E. & Park, R. G. (1994). Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 151, 213–216.
- Bozkurt, E., (2000), Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications, *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), pp. 385–403.
- Bozkurt, E., (2003), Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodin. Acta* 16, pp. 61–81.
- Boztepe-Güney, A., Yılmaz, Y., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Arzuman, S., Kuşçu, İ., 2001. Reflection seismic study across the continental shelf of Baba Burnu promontory of Biga Peninsula northwest Turkey. *Marine Geology* 176, 75–85.
- Brunn, J.H., 1976. L'arc concave Zagro-taurique et les arcs convexes tauriques et égéen: collision des arcs induits. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18: 553-567.
- Brun, J.-P., Faccenna, C., (2008), Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, *Earth and Planetary Science Letters*, 272, pp. 1-7
- Brun, J.-P., Sokoutis, D., (2007), Kinematics of the southern Rhodope core complex. *Int. J. Earth Sci.* 96, pp. 1079-1099
- Brun, J.-P. Sokoutis, D., (2010). 45 my of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat. *Geology*. 38. pp. 815–818
- Brun, Jean-Pierre & Faccenna, Claudio & Gueydan, Frédéric & Sokoutis, Dimitrios & Philippon, Melody & Kydonakis, Konstantinos & Gorini, Christian. (2016). The two-stage Aegean extension, from localized to distributed, a result of slab rollback acceleration. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 53. 10.1139/cjes-2015-0203.
- Bull W., McFadden L. (1977): Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid regions*. Publications in Geomorphology, State University of New York at Binghamton, pp. 115–139.
- Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/3, 917-921, 2001 Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001
- Burbank D.W. & Anderson R.S (2001): *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, Malden, Massachusetts, p 274.
- Carras, Nicolaos & Georgala, Danae. (1998). Upper Jurassic to lower Cretaceous carbonate facies of African affinities in a Peri-European area: Chalkidiki peninsula, Greece. *Facies*. 38. 153-164. 10.1007/BF02537362.

- Cavazza, W., Okay, A. I., & Zattin, M. (2009). Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdağ Massif (western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1935–1947.
- Chatzipetros A., Kiratzi A., Sboras S., Zouros N., Pavlides S., (2013), Active faulting in the north-eastern Aegean Sea Islands, *Tectonophysics* 597-598 pp 106-122
- Cox, R.T. (1994): Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin* 106, 571– 581.
- Crósta, Alvaro & Moore, John, (1989), Geological mapping using Landsat Thematic Mapper imagery in Almeria Province, south-east Spain, *International Journal of Remote Sensing* 10(3) pp. 505-514
- Delvaux D. (1993) The TENSOR program for paleostress reconstruction: example from the East Africa and the Baikal Rift Zones. In: EUGVII, vol. 5. Strassbourg, France, Terra Nova, p. 216
- Delvaux D, Moeys R, Stapel G, Melnikov A, Ermikov V (1995) Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 1: Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics* 252:61–101
- Delvaux, Damien & Moeys, Rikkert & Stapel, Gerco & Petit, Carole & Levi, Kirill & Miroshnichenko, Andrei & Ruzhich, Valery & San'kov, Volodia. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*. 282. 1-38. 10.1016/S0040-1951(97)00210-2.
- Delvaux, D. and Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.
- Kipata, M.L., Delvaux, D., Sebagenzi, M.N., Cailteux, J.-J., Sintubin M. (2013). Brittle tectonic and stress field evolution in the Pan-African Lufilian arc and its foreland (Katanga, DRC): from orogenic compression to extensional collapse, transpressional inversion and transition to rifting. *Geologica Belgica*, 16/1-2, 001-017.
- Dewey, J. D., (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, 1123–1139.
- Dewey, J. F. & Şengör, A. M. C. (1979), Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America*, 90, pp. 84-92

- Dilek, Y. (2006). Collision tectonics of the Mediterranean region: causes and consequences. In: DILEK, Y. & PAVLIDES, S. (eds) Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean and Asia. Geological Society of America, Special Papers, 409, 1– 13.
- Dilek, Yildirim & Pavlides, Spyros. (2006). Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia. 10.1130/SPE409.
- Dinter, D.A., Macfarlane, A.M., Hames, W., Isachsen, C., Bowring, S. & Royden, L. (1995), U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Symvolon granodiorite: implications for 264 New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, Northeastern Greece. *Tectonics* 14, pp. 886–908
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manneti, P., Riguzzi, F. & Savas, C. IN, Y. 2002. On the extension in western Anatolia and the Aegean Sea. *Journal of Virtual Exploration*, 8, 169– 183.
- Dotsika, E., M. Fytikas, D. Mountrakis, F. Papageorgiou, and N. Zouros, 1995. Geothermal exploration in Mytilene area (Lesvos Island, Greece), *Proceedings of the World Geothermal Congress, Florence, Italy, 18–31 May*, pp. 989–994
- Doutsos, T., Koukouvelas, I., Zelilidis, A., Kontopoulos, N., (1994), Intracontinental wedging and post-orogenic collapse in Mesohellenic trough, *Geologische Rundschau*, 83, pp. 257-275
- Drakopoulou P. & Kyriakidou Ch., 2016. Morphological map of the Hellenic and adjacent regions, Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş, F., Kar, H., (2004), New results on the lithostratigraphy of the Kazdağ massif in northwest Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences* 13, pp. 177–186
- Eldeen, Z. U. & Delvaux, Damien & Jacobs, Patric. (2002). Tectonic evolution in the Wadi Araba Segment of the Dead Sea Rift, South-West Jordan. *Stephan Mueller Special Publication Series*. 2. 63-80. 10.5194/smeps-2-63-2002.
- Elston, W. E., Smith, E. L. (1970), Determination of flow direction of rhyolitic ash flow tuffs from fluidal textures, *Bulletin of Geological Society of America*, 81, pp. 3393-3406
- EMMA: <https://www.emsc-csem.org/Earthquake/emma.php>
- Emre, Ö., & Doğan, A. (2010). 1:250,000 Scale active fault map series of Turkey Ayvalık (NJ 35-2) Quadrangle (Serial number: 4). Ankara: General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA).

- Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S., & Yıldırım, C. (2011) 1:250,000 Scale active fault map series of Turkey Bandırma (NK 35-11b) quadrangle (Serial number: 3). Ankara:General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA).
- Emre, Ö., Doğan, A., Yıldırım, C., (2012), Biga yarımadasının diri fayları ve deprem potansiyeli, Biga yarımadası'nın genel ve ekonomik jeolojisi, Editörler Erdoğan Yüzer, MTA Dergisi, 28, pp. 163-198
- Erdoğan, B., Akay, E., Hasözbeke, A., Satır, M., & Siebel, W. (2013), Stratigraphy and tectonic evolution of the Kazdağı Massif (NW Anatolia) based on field studies and radiometric ages. *International Geology Review*, 55, pp. 2060–2082
- Ergin, K., Güçlü, U., & Uz, Z. (1967). A catalog of earthquakes for Turkey and surrounding area (11 A.D to 1964 A.D.) (Technical Report No. 24). Istanbul Technical University, Faculty of Mines, Institute of Physics of the Earth.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.-P., Capitanio, F.A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F. and Serpelloni, E., (2014), Mantle dynamics in the Mediterranean, *Rev Geophys* 52(3) pp. 283-332
- Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C. and Morelli, A., (2003), Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle, *Journal of Geophysical Research*, 108(B2), pp. 2099
- Ferrière J., Reynaud J.Y., Pavlopoulos A., Bonneau M., Migros G., Chanier F., Proust J.-N., Gardini S., (2004), Geologic evolution and Geodynamic controls on the Tertiary Intramontane Piggyback Meso-Hellenic Basin, Greece *Bulletin de la Societe Geologique de France* 175(4) pp. 361-381
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R. Peccerillo, A. and L. Villari, 1984: Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 687-699
- Fytikas, M., Lombardi, S., Papachristou, M., Pavlides, S., Zouros, N., Soulakellis, N., 1999. Investigation of the 1867 Lesvos (NE Aegean) earthquake fault pattern based on soil–gas geochemical data. *Tectonophysics* 308, 249–261.
- Galanopoulos, A.G., 1960. A Catalogue of shocks with IBzVI or Mz5 for the years 1801-1958. Seismological Laboratory, Athens University. 119 pp
- GEBCO Compilation Group (2020) GEBCO 2020 Grid (doi:10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9).
- Georgalas, G. (1949), Contribution à la connaissance de roches eruptives de la île de Metélin, *Bulletin of Volcanology*, 9, pp. 31-63

- Gerbova, V.G. & Tikhomirov, V.V. 1982. Russian school contribution to the birth and development of neotectonics. *Geologische Rundschau*, 71: 513-518
- Goldsworthy, M., Jackson, J., Haines, J., 2002. The continuity of active fault systems in Greece. *Geophysical Journal International* 148, 596-618
- Göncüoğlu, M. C., Marroni, M., Sayit, K., Tekin, U. K., Ottria, G., Pandolfi, L., & Ellero, A. (2012). The Ayı Dag ophiolite sequence (central-northern Turkey): A fragment of middle Jurassic oceanic lithosphere within the IntraPontide suture zone. *Ofioliti*, 37, 77–92
- Görür, N. and Okay, A.I., (1996), A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey, *Geologische Rundschau*, 85, pp. 662-668
- Guidoboni E, Comastri A, Traina G. (1994) Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century, pub. Istit Nazion Geofis, Rome
- Günther, R., Kappelmeyer, O., Kronberg, P., 1977. Zur prospektion auf geothermale anomalien, erfahrungen einer modelluntersuchung in Polichnitos, Lesbos (Griechenland). *Geologische Rundschau* 66, 10–33.
- Guidoboni E, Comastri A, Traina G (1994) Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century, pub. Istit Nazion Geofis, Rome
- Guiraud. M., Laborde, O., Philip, H., 1989. Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensor using microfault analysis. *Tectonophysics* 170, pp. 289-316.
- Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş., Özburan, M., (2003), Neotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey. *J. Asian Earth Sci.* 21, pp. 1041–1051
- Gürer, O.F., Sangu, E., Özburanb, M., Gürbüz, A., Gürer, A., Sinir, H., (2016), Plio-Quaternary kinematic development and paleostress pattern of the Edremit Basin, western Turkey. *Tectonophysics* 679, pp. 199–210
- Hancock, P.L. Brittle Microtectonics: Principles and Practice. *J. Struct. Geol.* 1985, 7, 437–457
- Hare, P.W. & Gardner, T.W. (1985): Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa M. & Hack J.T. (editions), *Tectonic Geomorphology*, Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Allen & Unwin, Boston.
- Hatzfeld D., Ziazia, M. Kementzetidou, D. Hatzidimitriou, P. Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papadimitriou P. & Deschamps A. (1999), Microseismicity and

focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics

- Hauer, F., V., (1873), Analysenvon Felsarten von Mytilini, Verh. Geol. Reichsanst., Jg. 1873, pp. 218-222
- Hecht, J. (1972-1975), Geological map of Greece, 1:50.000. Publication of the Institute of Geological and Mineralogical Research of Greece. Plomari-Mytilene, Ayia Paraskevi, Mithimna, Polichnitos and Eressos sheets.
- Hecht, J. (1971;1974;1975), Geological map of Lesbos, 1:50.000. Publication of the Institute of Geological and Mineralogical Research of Greece.
- Hollenstein, C., M. D. Müller, A. Geiger, and H.-G. Kahle (2008), Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003, *Tectonophysics*, 449, pp. 17–40.
- Houtzaos G. (1998), Contribution to the study of seismicity of the island of Lesbos and the surrounding area
- Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, I., Armijo, R., Meyer, B. and Tapponnier, P., (2003), Longterm Elasticity in the Continental Lithosphere; Modelling the Aden Ridge Propagation and the Anatolian Extrusion Process, *Geophysical Journal International*, 153, pp. 111-132
- Humphrey, N., Konrad, Sarah., (2000), River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology*. 28, pp. 43-46
- Işler, E.B., Aksu, A.E., Yaltırak, C., Hiscott, R.N., (2008), Seismic stratigraphy and Quaternary sedimentary history of northeast Aegean Sea. *Marine Geology*, 254, pp. 1-17 *ISS International Seismological Summary (1935–1963)*. Edinburgh
- İşseven, T., Tapırdamaz, M.C., Özçep, F., Hisarlı, M., Orbay, N., Sanver, M., (1995), Kuzeybatı Anadolu'nun tektoniği ve paleomagnetik sonuçlar. *Jeofizik* 9, 201–212.
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors and rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal*, 93, 45– 73.
- Jolivet, L., Faccenna, C., (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19, pp. 1095-1106
- Laurent Jolivet, Claudio Faccenna, Benjamin Huet, Loïc Labrousse, Laetitia Le Pourhiet, Olivier Lacombe, Emmanuel Lecomte, Evgenii Burov, Yoann Denèle, Jean-Pierre Brun, Mélody Philippon, Anne Paul, Gwenaëlle Salaün, Hayrullah Karabulut, Claudia Piromallo, Patrick Monié, Frédéric Gueydan, Aral I. Okay, Roland Oberhänsli, Amaury Pourteau, Romain Augier, Leslie Gadenne, Olivier

- Driussi, (2013) Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat, *Tectonophysics*, Volumes 597–598, pp. 1-33,
- Karacik, Z., Yilmaz, Y., (1995), Geology of the ignimbrite eruptionsof Ezine-Ayvacic region, NW Anatolia, *Proceedings of the "International Earth Sciences Colloquium on the Aegean region "*, 2, pp. 415-427
- Karacik, Z. & Yilmaz, Y. (1998), Geology of the ignimbrites and the associated volcano–plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 85, pp. 251–264
- Katsikatsos, G., Migiros, G., Triantaphyllidis, M. and Mettos A. (1986), Geological structure of the internal Hellenides (East Thessaly – Southwest Macedonia, Euboea Attica northern Cyclades islands and Lesvos) I.G.M.E. *Geology and Geophysical research*, Sp. Issue, pp. 191-212
- Kelepertzis, A., Velitzelos, E., (1992), Oligocene Swamp Sediments of Lesvos Island, *Facies* 27, pp113-118
- Keller E.A., Pinter N. (1996): *Active Tectonics (Earthquakes, Uplift and Landscape)*. Prentice-Hall Inc., New Jersey. 339 pp.
- Keller, E.A., Pinter, N., (2002), *Active Tectonics, Earthquake Uplift and Landscape*. Prentice Hall, pp. 138-147
- Kilias, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A. and Gkarlaouni, C., (2013), The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece - A tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications, *Tectonophysics*, 595-596, pp. 90-105
- Kiratzi, A., Wagner, G., Langston, C., (1991), Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform inversion. *Pure and Applied Geophysics* 135, pp. 515–527
- Kiratzi, A., 2014. Mechanisms of Earthquakes in Aegean. In: Beer, M., Kougiumtzoglou, I.A., Patelli, E., Siu-Kui Au, I. (Eds.), *Encyclopedia of Earthquake Engineering* Springer Berlin Heidelberg, pp. 1–22. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5_299-1
- Kiratzi, A., 2018. The 12 June 2017 Mw 6.3 Lesvos Island (Aegean Sea) earthquake: Slip model and directivity estimated with finite-fault inversion. *Tectonophysics* 724–725 (2018) 1–10
- Kissel, C. & Laj, C. (1988). Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a palaeomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146, 183–201.

- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. & Bozkurt, E., (1999), Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 156, pp. 605–616
- Kondopoulou, D., and Lauer, J.P., 1984. Paleomagnetic data from Tertiary units of the North Aegean zone, In : Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds). *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Geol. Soc. London spec. Pubi., 17, 681-686.
- Konstantinou K.I. (2018), Estimation of optimum velocity model and precise earthquake locations in NE Aegean: Implications for seismotectonics and seismic hazard, *Journal of Geodynamics*, Vol. 121, 2018, Pages 143-154, ISSN 0264-3707, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.005>.
- Kouli and Seymour, 2006, Contribution of remote sensing techniques to the identification and characterization of Miocene calderas, Lesvos Island, Aegean Sea, *Hellas Geomorphology*, 77 pp. 1-16
- Kokkalas S., Doutsos T., (2001), Strain-dependent stress field and plate motions in the south-east Aegean region. *Journal of Geodynamics* 32 (2001). pp. 311–332
- Koster E.A., (2005), *The Physical Geography of Western Europe*, Ch. 2: Neotectonic.
- Koufos, G., Zouros, N., Mourouzidou, O., (2003). *Prodeinotherium bavaricum* (Proboscidea, Mammalia) from Lesvos island, Greece; the appearance of deinotheres in the Eastern Mediterranean, *Geobios* 36, pp. 305–315
- Koukouvelas, I.K., Aydin, A., (2002), Fault structure and related basins of the North Aegean Sea and its surroundings. *Tectonics* 21, p. 1046
- Kurt, H., Demirbag, E., Kuşçu, I., (2000), Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, inferred from multi-channel seismic reflection data. *Marine Geology* 165, pp. 13–26
- Kurtulus, Cengiz & Doğan, Bülent & Sertçelik, Fadime & Canbay, M. & Küçük, Hilmi. (2009). Determination of the Tectonic Evolution of the Edremit Gulf Based on Seismic Reflection Studies. *Marine Geophysical Researches*. 30. 10.1007/s11001-009-9072-2.
- Kydonakis, K., Moulas, E., Chatzitheodoridis, E., Brun, J.-P., Kostopoulos, D., (2015), First-report on Mesozoic eclogite-facies metamorphism preceding Barrovian overprint from the western Rhodope (Chalkidiki, northern Greece). *Lithos* 220, pp. 147-163
- Lamera, S. & St. Seymour, Karen & Vamvoukakis, C. & Kouli, M. & Paraskevas, E. & Pe-Piper, Georgia. (2001). The Polychnitos ignimbrite of Lesvos island. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34. p. 917

- Le Pichon X. & Angelier J. (1981), The Aegean Sea Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 300 357–372 <http://doi.org/10.1098/rsta.1981.0069>
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. & Veis, G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7): 12675–12690. <https://doi.org/10.1029/95JB00317>
- Lyberis, N., (1984), Tectonic evolution of the North Aegean Trough, In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Spec. Publ. Geol. Soc. 17, pp. 709-725
- Lyberis N, Sauvage J (1985) Evolution tectonique de la région nord-é-gé-enne (Grèce) du Pliocene au Pleistocene. *Bull Soc Géol Fr* 8:581–595
- Lykousis, V., Anagnostou, C., Pavlakis, P., Rousakis, G., Alexandri, M., 1995. Quaternary sedimentary history and neotectonics evolution of the eastern part of the Central Aegean Sea, Greece. *Marine Geology* 128, 59-71.
- Masana, E. (1994), Neotectonic features in the Catalan Coastal Ranges, northeastern Spain. *Acta Geol. Hisp.* 29, pp. 107–121
- Masclé, J., Martin L., (1990), Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geology* 94, pp. 271-299
- Masoud A., Koike K., (2006): Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 45 (2006), pp.467–477.
- Mayer, L. (1986): Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In: Wallace, R.E. (Ed.), *Active Tectonics. Studies in Geophysics*. The National Academies Press, Washington, DC, pp. 125–135.
- Mc Kenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30(2): 109-185
- Mc Kenzie, D.P., (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions (Tectonics of Aegean region). *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55: 217-254.
- McKenzie, D., Jackson, J., 1986. A block model of distributed deformation by faulting. *J. Geol. Soc. London* 143, 349–353.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H.-G., Kastens, K., Kekelidze, G.,

- King, R.W., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toköz, M., Veis, G., (2000), Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 105(B3), pp. 5695–5719
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben-Sari, D. & Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155, 126–138.
- Mercier, J.-L., Sorel, D., and Simeakis, K. 1987. Change in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present. *Annales Tectonicae*, 1, 20-39
- Mercier J.L., Sorel D., Vergely P. K. (1989), Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic *Basin Res.*, 2 pp. 49-71
- Mercier, J., Sorel, D., Vergely, P., Simeakis, K., (2007), Extensional regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*. 2. pp. 49 – 71
- Meulenkamp, J.E., Van der Zwaan, G.J. & Van Wamel, W.A. (1994) On late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 234, 53-72.
- Mourouzidou, O., (2001), Tectonics and stratigraphy of the Neogene deposits of Gavathas area, Lesbos. M.Sc. Thesis, University of Thessaloniki (in Greek).
- Meriç E, Avsar N, Nazik A, Yokes B., F. Barut Ipek I., Suner F., Sari E., Eryılmaz M., Yucesoy-Eryılmaz F., Dora O., Kam E., Dinçer F. (2017), A multi disciplinary overview of factors controlling on meiofauna assemblages around Maden and Alibey islands in Ayvalik (Balıkesir, Eastern Aegean Sea), *Journal of African Earth Sciences* 129, pp.558-578
- Mountrakis D., 1986. The Pelagonian Zone in Greece: a polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the eastern Mediterranean. *Journal of Geology*, 94, 335-347.
- Mountrakis D., 2006. Tertiary and Quaternary tectonics of Greece, *Geological Society of America*, Sp. paper 409, 125-136.
- Mourouzidou O., Pavlides S., Fytikas M., Zouros N. (2004), The neotectonic characteristic structures at the area of Gavathas, Northern Lesbos island (Aegean Greece), 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 14-20 April 2004
- Müller, M. D., Geiger, A., Kahle, H. G., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D., Felekis S., (2013), Velocity and deformation fields in the North Aegean domain, Greece,

and implications for fault kinematics, derived from GPS data 1993–2009, *Tectonophysics*, 597, pp. 34–49

Nash W. A., (1977), *Theory and Problems of Strength of Materials*

Novak I.D. & Soulakellis N., (2000). Identifying geomorphic features using LANDSAT-5/TM data processing techniques on Lesbos, Greece 34 (2000) pp. 101–109.

Soulakellis, N., Novak, I., Zouros, N., Lowman, P., Yates, J., 2006. Fusing Landsat-5/TM imagery and shaded relief maps in tectonic and geomorphic mapping: Lesbos Island, Greece. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 6, 693–700.

Obruchev V.A., (1948), *Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik*. *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geol.*, 5: pp. 13–24

Okay, A.I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyuz, S. 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: Yin, A. & Harrison, M. (eds) *Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 420–441

Okay, A.İ., Siyako, M., Bürkan, K.A., (1991), Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul* 44, pp. 191–255.

Okay, A.İ Tuysuz, O., (1999), Tethyan Sutures of northern Turkey. *Geological Society London Special Publications*. 156. pp. 475–515

Okay A.- I., Satir M., (2000) Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey, *Geol. Mag.* 137 (5), pp. 495–516.

Okay, A.I., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F., 2001. The tectonics of the Strandja Massif; late Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences* 90 (2), 217–233

Oral, M. B., Reilenger, R. E., Toksöz, N., King, R., Barka, A., Kinik, I. & Lenk, O. (1995). Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *EOS*, 76(2): 9–11. <https://doi.org/10.1029/EO076i002p00009-01>

Orbay, N., Sanver, M., Yılmaz, Y., Özcep, F., Tapırdamaz, C. & Hisarlı, M. (1999). Paleomagnetic evidence for opening of the Gulf of Edremit, NW Turkey. *The International Union of Geodesy and Geophysics: A*, 312: 1140.

Özalp, S., Emre, Ö., & Doğan, A. (2013). The segment structure of southern branch of the North Anatolian Fault and paleoseismological behaviour of the Gemlik Fault,

- NW Anatolia. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) Bulletin, 147, 1–17.
- Panizza, M. (1991), Geomorphology and seismic risk, *Earth-Science Reviews*, 31 11-20
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., (2006), Active faulting in the north Aegean basin. *Geol. Soc. America, Sp. Paper 409*, pp. 189-209
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., Ballas, D., (2002), Morphotectonic structure of the western part of the North, Aegean Basin based on swath bathymetry. *Marine Geology*, 190, pp. 465-492
- Papanikolaou, D., Nomikou, P., Livanos, I., Papantoniou, G., Rousakis, G., Lampridou, D., (2015) Oblique opening of Skyros Basin in the North Aegean Sea, based on Morphotectonic Analysis. *Geoph. Res. Abstracts*, 17, EGU 2015-3465, EGU General Assembly 2015 Papazachos, B.C. and Panagiotopoulos
- Papanikolaou, D., Nomikou, P., Papanikolaou I., Lampridou, D., Rousakis, G., M. Alexandri, (2019b) Active tectonics and seismic hazard in Skyros Basin, North Aegean Sea, Greece, *Marine Geology* 407, pp. 94-110
- Papazachos, B., Papazachou, C., 1997. The Earthquakes of Greece. P. Ziti and Co, Thessaloniki, Greece. 304 pp.
- Papazachos, B.C. & Papadimitriou, Eleftheria & Kiratzi, Anastasia & Papazachos, C. & Louvari, Eleni. (1998). Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. 39. 199-218.
- Papazachos B.C., Papazachou C., (2003), The earthquakes of Greece. Ziti publications, Thessaloniki, Greece, pp. 286.
- Papazachos, B.C., Kyratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M. Karakostas B.G., (1986), Seismotectonic properties of the Aegean area that restrict valid geodynamic models. *Wegener/Medlas Conf. Athens may 14-16*, pp. 15
- Papazachos, B.C., Papaioannou, Ch.A., Papazachos, C.B., Savvaidis, A.A., 1997. Atlas of isoseismal maps for strong earthquakes in Greece and surrounding area, 4. *Publ. Geoph. Lab. Univ. Thessaloniki*, p. 200.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Papaioannou, Ch.A., Papazachos, C.B. and E.M. Scordilis (2000). A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC-1999, *Publ. Geophys. Laboratory University of Thessaloniki* 1,333pp.

- Papazachos, C. & Karakaisis, George & Scordilis, Emmanuel & Papazachos, B.. (2004). Probabilities of activation of seismic faults in critical regions of the Aegean area. *Geophysical Journal International*. 159. pp. 679 – 687
- Papazachos, B. C. & Comninakis, P. E., 1982. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1980, Publ. Uniu. of Thessaloniki, Geophys. Lab., 5, 1-146.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F. and C.B. Papazachos (2010). A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1901 - 2010, Publ. Geophys. Laboratory, University of Thessaloniki.
- Pavlidis, S., Mountrakis, D., Kilias, A., Tranos, M., (1990), The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of πλάγιος εφελκυσμόςal tectonics. *Annales Tectonicae* 4, pp. 196–211
- Pavlidis, S., Tranos, M., (1991), Structural characteristics of two strong earthquakes in the North Aegean: Ierissos (1932) and Agios Efstratios (1968). *Journal of Structural Geology* 13, pp. 205–214
- Pavlidis, S.B., Mountrakis D., Kilias A. Tranos, M. (1990). The Role of strike-slip movements in the extensional area of the Northern Aegean (Greece). A case of πλάγιος εφελκυσμόςal tectonics. In: M. Boccaletti & A. Nur (Ed.) *Active and Recent Strike-slip Tectonics*, *Ann. Tectonicae*, 4 (2), pp. 196-211
- Pavlidis, S. B., (1989), Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*. 1 (3): pp. 233–235
- Pavlidis, S., Caputo, R., 2004. Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the AegeanRegion. *Tectonophysics* 380, 159–188.
- Pegorano O. (1972), *Application de la microtectonique a une etude de neo-tectonique. Le Golfe maliaque (Grece centrale)*. These Doct. 3c cycle, University Montpellier
- Pe-Piper G., (1979), Source of Miocene ignimbrites of Lesbos as shown by tephra orientations, *Proc. VI., Colloq. Geol. Aegean Region*, vol. 3, pp. 939-944
- Pe-Piper G., (1980), Geochemistry of Miocene shoshonites, Lesbos, Greece, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol, 72, pp. 387-396,
- Pe-Piper G., (1992), Geochemical variation with time in the Cenozoic high-K volcanic rocks of the island of Lesbos, Greece; Significance for shoshonitic petrogenesis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, pp. 371-387
- Pe-Piper G., Piper, D.J.W., (1997), The volcanic stratigraphy of Lesbos, Greece. *Neues Jahr. Geol. Palaontol.*

- Pe-Piper G., Piper, D.J.W., (1993), Revised stratigraphy of the Miocene volcanic rocks of Lesbos, Greece, N. Jb. Geol. Paläont. Mh, H2, pp. 97-110.
- Pe-Piper G., David J.W. Piper D.J.W, Zouros N., Anastasakis G. (2019), Age, stratigraphy, sedimentology and tectonic setting of the Sigri Pyroclastic Formation and its fossil forests, Early Miocene, Lesbos, Greece, Basin Research. 2019; 31:1178–1197.DOI: 10.1111/bre.12365
- Piper, David & Perissoratis, C. (2003). Quaternary neotectonics of the South Aegean arc. Marine Geology. 198. 259-288. 10.1016/S0025-3227(03)00118-X.
- Philippon, M., J. P. Brun, F. Gueydan, and D. Sokoutis (2014), The interaction between Aegean back-arc extension and Anatolia escape since Middle Miocene, Tectonophysics, 631, pp. 176–188
- Pickett, E.A. & Robertson, A.H.F., (1996), Formation of the Late Palaeozoic– Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subduction–accretion. Journal of the Geological Society, London, 153, pp. 995–1009
- Pike, R.J. and Wilson, S.E. (1971) Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral and Geomorphic Area—Altitude Analysis. Geological Society of America Bulletin, 82, 1079-1084.
- Pinar N, Lahn E (1952) Tu`rkiye Depremleri Izahlı Katalog`u, (Explanatory Catalogue for Turkish Earthquakes). Bayındırlık ve Iskan Bakanlıg`ı, İmar Reislig`i Yayınları, Seri 6, Sayı 36, Ankara (in Turkish)
- Prager, M. (1966), Presentation d'une esquisse géologique des terrains volcaniques de l'île de Lesbos (Grèce), Ann. Geol. Pays Hellen., Vol. 16, pp. 512-527, Athènes.
- Purvis A, Cardillo M, Grenyer R, Collen B. (2005), Correlates of extinction risk: phylogeny, biology, threat and scale. In: Purvis A, Gittleman J.L, Brooks T, editors. Phylogeny and conservation. Cambridge University Press; Cambridge, UK:. pp. 295–316.
- Purvis, M., and A. Robertson (2004), A pulsed extension model for the Neogene-recent E-W–trending Alaşehir graben and the NE-SW–trending Selendi and Gördes basins, western Turkey, Tectonophysics, 391(1), pp. 171–201
- Ramírez-Herrera, M.T. (1998): Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth Surface Processes and Landforms, Vol 23, 317–332.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa–

- Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research* 111 B05411
- Robertson, Alastair & Mountrakis, Demosthenis. (2006). *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*. Geological Society, London, Special Publications. 260. 1-9. 10.1144/GSL.SP.2006.260.01.01.
- Rossi, S., Got, H., Taviani, M. and Martin, L. 1986. Elements structuraux de la mer de Crete orientale et du Golfe d'Antalya (Mediterranee orientale). *Mem. Soc. Geol. It.* 36, 153-164.
- Roussos, N., 1993. Geological map of Greece, Lemnos Island sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration of Greece, scale 1:50.000.
- Rotstein, Y. 1984. Counterclockwise rotation of Anatolian block. *Tectonophysics*, 108, 71–91.
- Roumelioti Z. & Kiratzi A. (2010), Incorporating Different Source Rupture Characteristics Into Simulations Of Strong Ground Motion From The 1867, M7.0 Earthquake On The Island Of Lesbos (Ne Aegean Sea, Greece), *Bulletin of the Geological Society of Greece, Proceedings of the 12th International Congress*, Patras, May, 2010
- Roumelioti, Z., A. Kiratzi and Ch. Benetatos (2011). Time Domain Moment Tensors of earthquakes in the broader Aegean Sea for the years 2006-2007: the database of the Aristotle University of Thessaloniki, *Journal of Geodynamics*, 51, 179-189.
- Roussos, N., (1993), Geological map of Greece, Lemnos Island sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration of Greece, scale 1:50.000.
- Roussos, N., (1994), Stratigraphy and paleogeographic evolution of Palaeocene molassic basins of N. Aegean, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXX, pp. 275-294
- Royden, L., (1993), The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries, *Tectonics*, 12, Issue 2, pp 303-325
- Sakellariou D., Tsampouraki-Kraounaki K., (2019), Plio-Quaternary extension and strike-slip tectonics in the Aegean, In: J. Duarte (Ed.): *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones*, ELSEVIER, pp 339-374
- Sakellariou, D., Rousakis, G., Vougioukalakis, G., Ioakim, Ch., Panagiotopoulos, I., Morfis, I., Zimianitis, E., Athanasoulis, K., Tsampouraki-Kraounaki, K., Mpardis, D., Karageorgis, A.P., (2016) Deformation pattern in the trough: preliminary results. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. L/1, 134-143. western North Aegean

- Sakellariou, D., Tsampouraki-Kraounaki, K., 2016. Offshore faulting in the Aegean Sea: A synthesis based on bathymetric and seismic profiling data. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. L/1, pp. 124-133
- Sakellariou, Dimitris & Tsampouraki-Kraounaki, Konstantina. (2018). Active faulting and kinematics in the Aegean. Conference: 9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 25 – 27 June 2018, Possidi, Greece
- Şaroğlu, F., EMRE, Ö .& Kuşçu, İ. 1992. Active Fault Map of Turkey, 2 sheets. Maden ve Tetkik Arama Enstitu"su", Ankara.
- Sboras, S., Caputo, R., Pavlides, S., Chatzipetros, A., Papathanassiou, G., Valkaniotis S., (2009). THE GREEK DATABASE OF SEISMOGENIC SOURCES (GREDASS): STATE-OF-THE-ART., *Annals of Geophysics*, 55, No 5 (2012)
- Schindler A., Jurado Maria-Jose, Muller B. (1998): A Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics*, 300, pp. 63–77
- Schumm, S.A. (1986): Alluvial river response to active tectonics, in *Active tectonics*: Washington, D.C., National Academy Press, pp. 80-94
- Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society, London*, 136, 269– 282
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., (1981) Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach., *Tectonophysics*, 75, pp. 181–241
- Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: strike– slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape. In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds) *Strike-slip Faulting and Basin Formation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 37, 227–264
- Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from eastern Turkey. In: COWARD, M. P., DEWEY, J. F. & HANCOCK, P. L. (eds) *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 28, 575–589.
- Şengör, A. M. C. , Tüysüz, O., İmren, C. et al. (2005). The North Anatolian Fault: a new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37– 112.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B.C., (1996), The cause of N–S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22, pp. 145–153

- Shebalin NV, Karnik V, Hadzievski D (1974) Catalogue of earthquakes. UNESCO, Skopje, Yugoslavia
- Silva, P., Goy, J., Zazo, C., Bardaji, T. (2003): Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50, pp. 203–225
- Siyako, M. and Huvaz, O., (2007), Eocene stratigraphic evolution of the Thrace Basin, Turkey, *Sedimentary Geology*, 198, pp. 75-91
- Siyako, M., Bürkan, K.A., Okay, A.İ, 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer, jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Petrol Jeologları*, pp. 183–200
- Smith, W. H. F. & Sandwell, D. T. 1997a. Measured and estimated seafloor topography (version 4.2). World Data Centre-A for Marine Geology and Geophysics Research Publication, RP-1.
- Snyder, N., Whipple, K., Tucker, G., Merritts, D., (2000), Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California: *Geological Society of America Bulletin*, 112, p. 1250–1263
- Soulakellis N., Novak I.D., Zouros N, Lowman P, and Yates J. (2006). Fusing Landsat=5/TM Imagery and Shaded Relief Maps in Tectonic and Geomorphic Mapping: Lesvos Island, Greece. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* Vol. 72, No. 6, June 2006, pp. 693-700.
- Soysal H, Sipahioğlu S, Kolçak D, Altınok Y (1981) Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (MÖ) 2100–MS 1900), (Earthquake Catalogue of Turkey and its Environs between 2100 BC and 1900 AD), TUBITAK, TBAG Proje No. 341, Istanbul (in Turkish)
- Sözbilir H., Sümer Ö., Özkaymak Ç., Uzel B., Güler T., Semih EskiKinematic analysis and palaeoseismology of the Edremit Fault Zone: evidence for past earthquakes in the southern branch of the North Anatolian Fault Zone, Biga Peninsula, NW Turkey, 2016 *Geodinamica Acta*, 28, No. 4, pp. 273–294
- Strahler A.N. (1952): Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117–1142.
- Strahler, A. N. (1958): Dimensional analysis applied to fluvial eroded landforms. *Geological Society of America Bulletin* 69, 279-299
- Strahler, A.N. (1964): Quantitative geomorphology of basins and channel networks. In: Chow, V.T. (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw Hill Book Company, New York.

- Süzen, L. Toprak V., (1998), Filtering of Satellite Images in Geological Lineament Analyses: An Application to a Fault Zone in Central Turkey. *International Journal of Remote Sensing*, 19(6), pp. 1101-1114.
- Tan, O. & Taymaz, T. (2006). Active tectonics of the Caucasus: earthquake source mechanisms and rupture histories obtained from inversion of teleseismic body waveforms. In: DILEK, Y. & PAVLIDES, S. (eds) *Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean and Asia*. Geological Society of America, Special Papers, 409.
- Taymaz, T., Jackson, J. A. & Westaway, R. 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophysical Journal International*, 102, 695– 731.
- Taymaz, T., Jackson, J. A. & McKenzie, D. P. 1991a. Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433– 490.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. & Jackson, J. A. 1991b. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106, 537 –550.
- Taymaz, T., J. Jackson and D. McKenzie (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int*, 106(2), 433-490.
- Taymaz, T. & Price, S. (1992). The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. *Geophysical Journal International*, 108, 589–603.
- Taymaz, T., Westaway, R. & Reilinger, R. (eds) (2004). Active Faulting and Crustal Deformation in the Eastern Mediterranean Region. *Tectonophysics*, 391, 1–374.
- Thomaidou, E., 2009. Geological structure of Lesbos Island. PhD. Thesis, University of Thessaloniki, (in Greek with English abstract), 200 p.
- Thomson, S.N., Stückhert, B. & Brix, M.R. (1998) Thermo - chronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26, 259-262.
- Tibaldi, Alessandro & Corazzato, Claudia & Kozhurin, Andrey & Lagmay, Alfredo Mahar & Pasquaré Mariotto, Federico & Ponomareva, Vera & Rust, Derek & Tormey, Daniel & Vezzoli, Luigina. (2008). Influence of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion. *Global and Planetary Change*. 61. 151-174. 10.1016/j.gloplacha.2007.08.014.
- Tranos, M.D., 2009. Faulting of Lemnos Island; a mirror of faulting of the North Aegean Trough (Northern Greece). *Tectonophysics*, 467, pp. 72–88

- Tur, H., Yaltırak, C., Elitez, I., Sarıkavak, K.T., 2015. Pliocene–Quaternary tectonic evolution of the Gulf of Gökova, southwest Turkey. *Tectonophysics* 638, 158–176
- Vacchi M., Rovere A., Zouros N., Desruelles S., Vincent Caron V., Firpo M. (2012), Spatial distribution of sea-level markers on Lesbos Island (NE Aegean Sea): Evidence of differential relative sea-level changes and the neotectonic implications *Geomorphology* 159-160 (2012) pp. 50–62
- Wawrzenitz, N., Krohe, A., (1998). Exhumation and doming of the Thasos metamorphic core complex (S Rhodope, Greece); Structural and geochronological constraints. *Tectonophysics* 285, pp. 301–302
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 974–1,002.
- Won-In K., Charusiri P. (2003), Enhancement of thematic mapper satellite images for geological mapping of the Cho Dien area, Northern Vietnam. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 15, pp. 1-11
- Yilmaz Y., Karacik Z., (2001), Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens, *Geodinam. Acta* 14, pp. 31-43.
- Yaltırak, C., Alpar, B., (2002), Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology*, 190, pp. 351-366
- Yaltırak, C. (2003). Edremit Körfezi ve Kuzeyinin Jeodinamik Evrimi [Geodynamic evolution of the Gulf of Edremit and its North] (PhD thesis, p. 245). Istanbul: Istanbul Technical University, Institute of Avrasya Earth Sciences.
- Yaltırak, C., Alpar, B., Yüce, H., (1998), Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey). *Tectonophysics*, 300, pp. 227–248
- Yaltırak, C., & Okay, A. I. (2004). Geology of the Paleotetis units at the northern part of Edremit Bay. *Journal of Istanbul Technical University*, 3, 67–79.
- Yilmaz Y., Genc S.C., Gürer O.F., Bozcu M., Yilmaz K., Karacik Z., Altunkaynak S., Elmas A. (2000). When did the western Anatolian grabens develop? In Bozkurt E. Winchester J.A., Piper J.D.A.(Eds), *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*, Geological Society Special Publication 173, Geological Society, London 2000, pp. 353-384

- Yılmaz, Y., (1989), An approach to the origin of young volcanik rocks of western Turkey. In: A.M.C., Ş. (Ed.), Tectonic Evolution of the Tethyan Region. Kluwer Academic Publishers, pp. 159–189
- Yılmaz, Y., & Clift, P. D. (1990). Allochthonous Terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surrounding regions [and discussion]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 331, 611–624.
- Zain Eldeen, U., Delvaux, D., Jacobs, P., 2002. Tectonic evolution in the Wadi Araba Segment of the Dead Sea Rift, South-West Jordan, European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series, 2, 63-81.
- Zouros, N., Pavlides, S., Kiratzi, A.A., Kakakaisis, G., Drakatos, G., Soulakellis, N., Vaitis, M., Tsapanos, T., Chatzipetros, A., Ganas A., Sboras, S., Koravos G., Koukourouvli, N., Lampaki, O., Valiakos, I., 2008. Active fault and seismicity maps of the North Aegean region (6 maps, 1:200.000, 1:100.000). Research project final report: Use of modern research tools in geosciences for seismic hazard management in NE Aegean islands, Natural History Museum of the Lesvos Petrified Forest, Mytilene, Lesvos, Greece.<http://naseismic.geo.aegean.gr>.
- Zouros, N., Pavlides, S., Soulakellis N., Chatzipetros A., Vasileiadou K., Valiakos I., Mpentana, K., (2011). Using Active Fault Studies for Raising Public Awareness and Sensitisation on Seismic Hazard: A Case Study from Lesvos Petrified Forest Geopark, NE Aegean Sea, Greece. Geoheritage. 3.

Ελληνική Βιβλιογραφία

- Κατσικάτσος, Γ., Ματαράγκας, Δ., Μιγκίρος, Γ. και Τριανταφύλλης Μ. (1982). Γεωλογική μελέτη της Νήσου Λέσβου. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα, σελ.90, (1991).
- Παυλίδης Σ., 2016, Γεωλογία των Σεισμών, Δεύτερη Έκδοση, University Studio Press

Διαδικτυακές Πηγές

- Damien Delvaux, Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium, Tensor program Fault-kinematic analysis and tectonic stress tensor inversion <http://damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html>
- World Stress Map, 2016 (<http://www.world-stress-map.org/>)
- GEBCO Compilation Group (2020) GEBCO 2020 Grid (doi:10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9)