Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Τμήμα Γεωλογίας

Τομέας Τεκτονικής Γεωλογίας και Στρωματογραφίας



<u>Μορφοτεκτονική των νεοτεκτονικών ρηγμάτων του</u> <u>κόλπου Γέρας, της νήσου Λέσβου</u>



Διπλωματική εργασία

Δελόγκος Ευστράτιος, ΑΕΜ : 4122

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ **2009**

8/6/2010 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Ευχαριστίες

Μετά την ολοκλήρωση της διπλωματικής μου εργασίας αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω όλους όσους με βοήθησαν με οποιαδήποτε τρόπο κατά τη διάρκεια της εκπόνησή της.

Ευχαριστώ θερμά τον Καθηγητή μου κ. Σπυρίδων Παυλίδη που με εμπιστεύτηκε και μου ανάθεσε το θέμα της παρούσας διπλωματικής, καθώς επίσης και για την πολύτιμη βοήθεια και επίβλεψη καθ' όλη τη διάρκεια της εργασίας.

Επίσης ειλικρινά ευχαριστώ τον Επικ. Καθηγητή κ. Νικόλαο Ζούρο, για την μεγάλη του βοήθεια και τον πολύτιμο χρόνο που μου διέθεσε και για τις εμπειρίες που προσκόμισα από την συνεργασία μας στην ύπαιθρο καθώς επίσης και για τις συζητήσεις, παρατηρήσεις και συμβουλές πάνω σε θέματα μορφοτεκτονικής, νεοτεκτονικής και όχι μόνο.

Μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στο φίλο μου, υποψήφιο διδάκτορα, Βαλκανιώτη Σωτήρη για τις ατέλειωτες ώρες που διέθεσε για το χειρισμό ορισμένων λογισμικών που ήταν απαραίτητα για την ολοκλήρωση της εργασίας καθώς επίσης για τις παρατηρήσεις, υποδείξεις, επισημάνσεις και την συμπαράσταση του καθ' όλη τη διάρκεια της εργασίας.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω το Δρ. γεωλόγο Χατζηπέτρο Αλέξη για τη βοήθεια του σε της θέματα μορφοτεκτονικής ανάλυσης και των μορφοτεκτονικών δεικτών.

Ακόμη θα ήθελα να αναφέρω ότι κατά τη διάρκεια της συγγραφής της παρούσης εργασίας πήρα ιδέες, για τη δομή – διάρθρωση του κειμένου και για τον τρόπο παρουσίασης των αποτελεσμάτων, από τις μεταπτυχιακές διατριβές των Σμπόρα Σ. (2005) και Βαλκανιώτη Σ. (2005) και τους οποίους θα ήθελα να ευχαριστήσω.

<u>Περιεχόμενα</u>

<u>1. Εισαγωγή</u>	3
1.1 Γενικά	3
1.2 Νεοτεκτονική Χαρτογράφηση	4
1.3 Νεοτεκτονική και ενεργά ρήγματα	4
1.4 Μορφοτεκτονική	4
2. Γεωλογία	6
2.1 Γενική γεωλογία της ευρύτερης περιοχής μελέτης	6
2.1.1 Υπόβαθρο και αλπικοί σχηματισμοί	6
2.1.2 Μεταλπικοί σχηματισμοί	9
2.2 Γεωλογία και γεωμορφολογία της περιοχής μελέτης	11
<u>3. Νεοτεκτονικό καθεστώς – ενεργά ρήγματα</u>	13
3.1 Νεοτεκτονική εξέλιξη του ελλαδικού χώρου	13
3.2 Νεοτεκτονική δομή της νήσου Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής	15
4. Μεθοδολογία έρευνας και αποτελέσματα	19
4.1 Νεοτεκτονική χαρτογράφηση και μετρήσεις υπαίθρου	19
4.2 Εντοπισμός και αποτύπωση ρηγμάτων με τη χρήση ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου	26
4.2.2 Ανάλυση και ερυηνεία του μησιακού μοντέλου αναγλύφου	20
	21
4.3 Εντοπισμος και αποτυπωση ρηγματων με τη χρηση οορυφορικων εικόνων 4.4 Μορφοτεκτονικοί δείκτες	34 39
4.4.1 Μήκος Ρέματος – Δείκτης Κλίσης (Srteam Length – Gradient Index)	39
4.4.2 Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor) 4.4.3 Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral)	41 44
4.4.4 Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity)	47
4.4.5 Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height) 5. Σεισμοτεκτονική	49 51
5.1 Ιστορικοί Σεισμοί στην ευρύτερη περιοχή	51
5.2 Εκτίμηση σεισμικού δυναμικού των ρηγμάτων της περιοχής μελέτης	54
6. Συμπεράσματα	56
Βιβλιογραφία	57

<u>1. Εισαγωγή</u>

1.1 <u>Γενικά</u>

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια των προπτυχιακών σπουδών στο Τμήμα Γεωλογίας, Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και συγκεκριμένα στον τομέα Γεωλογίας και στην κατεύθυνση 'Τεκτονικής Γεωλογίας και Στρωματογραφίας'. Υπεύθυνοι καθηγητές της παρούσας εργασίας είναι ο κ. Σ. Παυλίδης, καθηγητής στον Τομέα Γεωλογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. και ο κ. Ν. Ζούρος, επίκουρος καθηγητής του Τμήματος Γεωγραφίας του Πανεπιστημίου Αιγαίου και Διευθυντής του Μουσείου Φυσικής Ιστορίας Απολιθωμένου Δάσους Λέσβου.

Στόχος της εργασίας αυτής είναι η μορφοτεκτονική ανάλυση των νεοτεκτονικών ρηγμάτων του κόλπου Γέρας στη νήσο Λέσβο. Η περιοχή μελέτης (Σχήμα 1.1) περιλαμβάνει κυρίως τις εκβολές του χειμάρου Ευεργέτουλα στο κόλπο Γέρας αλλά και τα περιβάλλοντα υψώματα, και περιλαμβάνει τμήματα που ανήκουν στα χωριά Κώμη, Πηγή, Λουτρόπολη Θερμής, Κάτω Τρίτος, Ασώματος, Κεραμιά, Ιππειος, Συκούντα και Λάμπου Μύλοι. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε επί τόπου έρευνα στην περιοχή μελέτης και γεωλογική, μορφολογική, νεοτεκτονική διερεύνηση της περιοχής και στη συνέχεια επεξεργασία και ανάλυση της μορφοτεκτονικής των ρηγμάτων με τη χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών και αξιολόγηση - ανάλυση των δορυφορικών εικόνων, τοπογραφικών δεδομένων και αεροφωτογραφιών.



Σχήμα 1.1. Η περιοχή μελέτης.

Τα σχήματα και οι φωτογραφίες του κειμένου, όταν δεν αναφέρεται η πηγή προέλευσής τους, είναι του συγγραφέα.

1.2 <u>Νεοτεκτονική Χαρτογράφηση</u>

Ο πρώτος στόχος που τέθηκε για την πραγματοποίηση της διπλωματικής εργασίας ήταν η νεοτεκτονική χαρτογράφηση της περιοχής μελέτης. Σύμφωνα με τον Παυλίδη (2003), η νεοτεκτονική χαρτογράφηση αποτελεί μια εξειδικευμένη γεωλογική χαρτογράφηση κατά την οποία :

Δίνεται ιδιαίτερη βαρύτητα στην αποτύπωση των νεότερων γεωλογικών σχηματισμών (νεογενές – τεταρτογενές), στα γεωμορφολογικά – μορφοτεκτονικά στοιχεία, στα σεισμολογικά δεδομένα και κυρίως στη χαρτογράφηση νέων γεωλογικών δομών και ενεργών ρηγμάτων. Στις νεοτεκτονικές χαρτογραφήσεις πρέπει να ελαχιστοποιείται η παρουσίαση δομών του υποβάθρου (αλπικά – παλαιοτεκτονικά στοιχεία), ενώ αντίθετα ο κορμός της πρέπει να είναι τα μορφοτεκτονικά στοιχεια.

Όταν οι νεοτεκτονικοί χάρτες στηρίζονται στην αποτύπωση και ανάλυση γεωμορφολογικών – μορφοτεκτονικών στοιχείων μιας περιοχής ονομάζονται και μορφοτεκτονικοί χάρτες, ενώ όταν συνδυάζουν γεωλογικά με σεισμολογικά δεδομένα, χαρακτηρίζονται ως σεισμοτεκτονικοί χάρτες.

Η νεοτεκτονική χαρτογράφηση στην παρούσα εργασία, πραγματοποιήθηκε με την επίβλεψη του κ. Ν. Ζούρου, επίκουρου καθηγητή του Τμήματος Γεωγραφίας του Πανεπιστημίου Αιγαίου και Διευθυντή του Μουσείου Φυσικής Ιστορίας Απολιθωμένου Δάσους Λέσβου, το καλοκαίρι του 2008.

1.3 Νεοτεκτονική και ενεργά ρήγματα

Κατά καιρούς έχουν δοθεί πολλοί ορισμοί της Νεοτεκτονικής. Σύμφωνα με τους Παυλίδης και Μουντράκης (1986) 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.

Επίσης για την έννοια των ενεργών ρηγμάτων έχουν δοθεί διάφοροι ορισμοί και αυτό επειδή επηρεάζουν και έμμεσα και άμεσα τον άνθρωπο, δημιουργώντας σε μερικές περιπτώσεις ανεπανόρθωτες καταστροφές σε μεγάλα και μικρά τεχνικά έργα, με ή χωρίς απώλειες ανθρώπινων ζωών. Η Διεθνή Επιτροπή Ατομικής Ενέργειας έχει δώσει τον παρακάτω ορισμό : «Ένα ρήγμα μπορεί να θεωρηθεί ενεργό αν παρουσιάζει τεκμήρια κίνησης στο ύστερο (ανώτερο) Τεταρτογενές, τοπογραφικές γεωμορφολογικές αποδείξεις για πρόσφατη επιφανειακή διάρρηξη, αν συνδέεται άμεσα με σεισμούς καταγραμμένους με σεισμολογικά όργανα και αν παρουσιάζει ασεισμική ολίσθηση ή έχει μια αποδεδειγμένα δομική σχέση με ένα γνωστό ενεργό ρήγμα, έτσι ώστε η κίνηση του ενός να μπορεί να προκαλέσει την κίνηση του άλλου».

Τα κριτήρια αναγνώρισης των ρηγμάτων στην εργασία αυτή είναι μορφοτεκτονικά, στρωματογραφικά και σεισμολογικά.

1.4 <u>Μορφοτεκτονική</u>

Η μορφοτεκτονική, αποτελεί το συνδετικό κρίκο της τεκτονικής με την γεωμορφολογία, προσπαθώντας να εξηγήσει τον τρόπο επίδρασης της πρώτης στη δεύτερη. Η μορφή του αναγλύφου είναι αποτέλεσμα της επίδρασης των εξωγενών δυνάμεων (διάβρωση) και των ενδογενών δυνάμεων (τεκτονική). Ο ρυθμός και ο τρόπος διάβρωσης είναι συνάρτηση, αφενός μεν των τοπικών κλιματολογικών συνθηκών, αφετέρου δε των γεωλογικών σχηματισμών και των τεκτονικών δομών που χαρακτηρίζουν την περιοχή.

Πιο συγκεκριμένα η μορφοτεκτονική μελετά τη μορφή του αναγλύφου, το υδρογραφικό δίκτυο και τη μορφή του, την ένταση της κατά βάθος διάβρωσης, τις επιφάνειες επιπέδωσης και την κατανομή τους, τις σημερινές και παλαιότερες ακτές και αναβαθμίδες, τις ρηξιγενείς μορφολογικές ασυνέχειες, την κατανομή χαρακτηριστικών φάσεων τεκτονοϊζηματογενούς οργάνωσης (κώνοι κορημάτων, αλλουβιακά ριπίδια, κλπ) και τη σχέση διάβρωσης - απόθεσης (Θεοχάρης και Φουντούλης, 2002).

Η χρησιμοποίηση της μορφοτεκτονικής στη νεοτεκτονική ανάλυση και κυρίως στη κινηματική νεοτεκτονική ανάλυση είναι απαραίτητη, επειδή η νεοτεκτονική παραμόρφωση έχει αποτυπωθεί πάνω στις γεωμορφές, από τη μελέτη των οποίων παίρνουμε στοιχεία για τον τρόπο με τον οποίο έχει δεχθεί την παραμόρφωση το γεωλογικό σώμα.

2.1 Γενική γεωλογία της ευρύτερης περιοχής μελέτης

Η γεωλογική δομή της νήσου Λέσβου είναι αρκετά σύνθετη με παρουσία προαλπικών, αλπικών και μεταλπικών σχηματισμών με μεγάλη ποικιλία πετρολογικών τύπων και πολύπλοκη δομή.

Μια πρώτη περιγραφή της γεωλογικής δομής της Λέσβου έγινε στα τέλη του 19^{ου} αιώνα από τον De Launay (1888 – 1988), ο οποίος αναφέρθηκε κυρίως στην πετρολογική αναγνώριση των ηφαιστειακών πετρωμάτων με βάση τη φύση των φαινοκρυστάλλων. Αργότερα, ο Γεωργαλάς (1949) μελέτησε τη χημική σύσταση των ηφαιστειακών πετρωμάτων, αναθεωρώντας τους περισσότερους από τους πετρολογικούς τύπους, που είχε ορίσει ο προηγούμενος ερευνητής. Μία πρώιμη απόπειρα καθορισμού των διαφορετικών φάσεων ηφαιστειότητας της Λέσβου επιχειρήθηκε από τον Prager (1966) ενώ το 1971 ο Jones έδωσε μια περιγραφική θεώρηση της γεωλογικό χάρτη όλης της Λέσβου σε κλίμακα 1: 50.000.

Λεπτομερής μελέτη των πετρωμάτων που συνθέτουν τη Λέσβο έγινε από τους Katsikatsos et al. (1986), Pe Piper (1978, 1980), Kelepertsis (1987, 1993) και Τσώλη – Καταγά (1979). Ο Katsikatsos et al. (1986) μελέτησαν τη γεωλογική δομή των παλαιότερων πετρωμάτων (σχιστόλιθοι, μάρμαρα και οφιόλιθοι) ενώ η Pe Piper (1978, 1980) ασχολήθηκε με τη λεπτομερή περιγραφή της στρωματογραφίας, πετρολογίας και γεωχημείας των ηφαιστειακών πετρωμάτων. Τέλος, οι εκτεταμένες εξαλλοιώσεις, που συνδέονται με τα ηφαιστειακά πετρώματα, καθώς και η δημιουργία κοιτασμάτων βιομηχανικών ορυκτών αποτέλεσαν το αντικείμενο έρευνας των Kelepertsis (1987, 1993) και Τσώλη – Καταγά (1979).

2.1.1 Υπόβαθρο και αλπικοί σχηματισμοί

Σύμφωνα με τους Mountrakis *et al.* (1983) το νησί της Λέσβου ανήκει στη γεωτεκτονική ζώνη της Πελαγονικής. Τα παλιότερα πετρώματα της Λέσβου εμφανίζουν την κύρια ανάπτυξη τους στο νοτιοανατολικό, κυρίως ανατολικό της τμήμα (Σχήμα 2.1. & 2.3.) και μπορούν να διακριθούν, από κάτω προς τα πάνω, στις ακόλουθες ενότητες (Katsikatsos et al., 1986) :

- Αυτόχθονη σειρά (υπόβαθρο).
- Ηφαιστειοιζηματογενής σειρά.
- Τεκτονικό κάλυμμα των οφιολίθων.

Λιθολογικά, η αυτόχθονη σειρά χαρακτηρίζεται από μετακλαστικά πετρώματα με φακούς και παρεμβολές ανθρακικών οριζόντων σημαντικού πάχους. Η ηλικία των πετρωμάτων κυμαίνεται από Κάτω Λιθανθρακοφόρο μέχρι Τριαδικό ενώ η μεταμόρφωση τους είναι αλπική και έχει χαρακτηρισθεί σαν πρασινοσχιστολιθική (Katagas & Panagos, 1979). Οι Νεοπαλαιοζωϊκοί σχηματισμοί της αυτόχθονης σειράς είναι ευρέος εξαπλωμένοι στο ανατολικό τμήμα του νησιού ενώ μικρότερες εμφανίσεις τους βρίσκονται και στο βορειοδυτικό τμήμα (στις περιοχές Σίγρι, Γαβαθά και Ερεσσό), όπου συναντώνται κάτω από τα λιμναία ιζήματα και πυροκλαστικά. Στην πλειονότητα τους είναι σχιστόλιθοι, εναλλασσόμενοι κατά θέσεις με μεταψαμμίτες (κυρίως αρκόζες) και χαλαζίτες ενώ στα ανώτερα τμήματα τους υπάρχουν παρεμβολές από κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους και δολομίτες. Οι Τριαδικοί σχηματισμοί της αυτόχθονης σειράς αυτάρχουν την κανονική μετάβαση της από το Παλαιζωϊκό προς το Μεσοζωϊκό και συναντώνται από ναι μεταψαμμίτες και χαρακτηριστικό γνώρισμα είναι η παρουσία λατυποπαγών και

μεγάλων ακανόνιστων κομματιών στους ανώτερους ορίζοντες τους, που ίσως να οφείλονται στις έντονες τεκτονικές κινήσεις, που συνόδευσαν τη δημιουργία της Τηθύος στο Τριαδικό (Katsikatsos et al., 1986).

Τριαδική ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά (τεκτονικό κάλυμμα κατά Η Κατσικάτσος κ.α., 1982) καταλαμβάνει μεγάλη έκταση του νοτιοανατολικού τμήματος της Λέσβου και εμφανίζεται σε πολύ μικρή έκταση στο βορειοδυτικό τμήμα της (περιοχή Σίγρι). Το πάχος της κατά θέσεις υπερβαίνει τα 1000μ. Η ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά αποτελείται από διάφορους τύπους μεταμορφωμένων βασικών εκρηξιγενών πετρωμάτων (μεταβασιτών) και ιζηματογενών πετρωμάτων που εναλλάσσονται τόσο κατά την κατακόρυφο όσο και κατά την οριζόντια ανάπτυξη τους με αποτέλεσμα την διάφορη λιθολογική επαλληλία στις διάφορες περιοχές εμφάνισής τους. Οι μεταβασίτες κατά κανόνα επικρατούν στα ανώτερα μέλη της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς και αποτελούνται κυρίως από πρασινίτες και πρασινόλιθους που έχουν προέλθει από μεταμόρφωση ηφαιστειακών κυρίως πετρωμάτων ποικίλης βασικότητας. Τα μεταϊζήματα αποτελούται από κρυσταλικούς ασβεστόλιθους και δολομίτες με σημαντικό κατά θέσεις πάχος από σχιστόλιθους, ποικίλης ορυκτολογικής σύστασης (χλωριτικοί – μαρμαρυγιακοί – σερικιτικοί κ.α.) και κροκαλολατυποπαγή. Μέσα στους μεταβασίτες αναγνωρίστηκαν μικρά φακοειδή σερπεντινικά σώματα καθώς και κερασόγρωμοι γαλαζίτες που πρέπει να προήλθαν από μεταμόρφωση κερατολίθων. Η τριαδική ηλικία της παραπάνω σειράς καθορίστηκε με βάση τα απολιθώματα που βρέθηκαν μέσα στα ανθρακικά πετρώματα της σειράς (Κατσικάτσος et al., 1982). Η επώθηση της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς πάνω στην αυτόχθονη σειρά φαίνεται να έλαβε χώρα μετά το Άνω Τριαδικό, κατά τη διάρκεια των Ιουρασικών χρόνων (Papanikolaou, 1999). Τα πετρώματα των σχηματισμών αυτών έχουν μεταμορφωθεί αρχικά σε μία χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση και μετέπειτα σε μία πολύ χαμηλού βαθμού, στην πουμπελιτική – ακτινολιθική – χλωριτική ζώνη (Katagas & Panagos, 1979). Χαρακτηριστικό της σειράς αυτής αποτελεί η κατά θέσεις παρουσία γλαυκοφανούς, γεγονός που συνηγορεί για μια αυξημένη κατά θέσεις πίεση κατά το χρόνο της μεταμόρφωσης τους.

Τα οφιολιθικά πετρώματα (Σχήμα 2.1) απαντούν σε μεγάλη έκταση στο νοτιοανατολικό τμήμα της Λέσβου. Αποτελούν το υπολειμματικό τμήμα ενός έντονα διαβρωμένου τεκτονικού καλύμματος, που είναι επωθημένο στο μεγαλύτερο μέρος του πάνω στην ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά. Τα πετρώματα αυτά μπορούν να διακριθούν σε δύο ομάδες :

i. Η ανώτερη ενότητα των οφιολιθικών πετρωμάτων, που αντιπροσωπεύει και τον κύριο όγκο των οφιολίθων, αποτελείται εξολοκλήρου από υπερβασικά πετρώματα, ποικίλου βαθμού σερπεντινίωσης, όπως περιδοτίτες, σερπεντινιωμένοι περιδοτίτες και σερπεντινίτες. Κατά θέσεις αυτά διασχίζονται από φλέβες πυροξενιτών και γάββρων, οι οποίες συνήθως είναι ροδιγκιτιωμένες. Το πάχος τους, κατά θέσεις, ξεπερνάει τα 800μ.

ii. Η κατώτερη ενότητα των οφιολιθικών πετρωμάτων, που το πάχος τους φθάνει τα 300μ, αποτελείται κυρίως από αμφιβολίτες και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους. Εμφανίζονται σε αρκετές θέσεις κυρίως μεταξύ των υπερβασικών μαζών και των υποκείμενων τους σχηματισμών, που ανήκουν κατά το πλείστον στην Τριαδική ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά. Αυτά έχουν υποστεί μία τουλάχιστον πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση στην πουμπελιτική – ακτινολιθική – χλωριτική ζώνη, ίδια με αυτή που έχουν υποστεί οι Τριαδικοί ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί πέραν της μεταμόρφωσης τους στην πρασινοσχιστολιθική φάση, η οποία αποδίδεται σε ενδοωκεάνια μεταμόρφωση (Γκάρτζος κ.α., 1992).



 ∞

Η ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά και οι οφιόλιθοι αποτελούν υπόλειμμα του ωκεάνιου φλοιού της Παλαιο - Τηθύος (Mountrakis *et al.*, 2001), ο οποίος τοποθετήθηκε τεκτονικά (με obduction) πάνω στο Ευρασιατικό ηπειρωτικό περιθώριο.

2.1.2 <u>Μεταλπικοί σχηματισμοί</u>

Σε γενικές γραμμές, οι μεταλπικοί σχηματισμοί της Λέσβου διακρίνονται σε Νεογενείς και Τεταρτογενείς (Κατσικάτσος et al., 1982).

Οι Νεογενείς σχηματισμοί αποτελούνται από πυροκλαστικά υλικά, διάφορα είδη λαβών, που έχουν προέλθει από πολλές επάλληλες ηφαιστειακές δραστηριότητες καθώς και από λιμναίες (περιοχή Γαβαθά και Λαψαρνών), ποτάμιες και χερσαίες ιζηματογενείς αποθέσεις, ενώ οι Τεταρτογενείς σχηματισμοί αποτελούνται από ποταμοχερσαίες αποθέσεις, από κροκαλοπαγή (περιοχή Βατερών & Πολιχνίτου), από παλαιά και νέα πλευρικά κορήματα και κώνους κορημάτων και από αλλουβιακές αποθέσεις πεδινών περιοχών.

Η Λέσβος αποτέλεσε μέρος μιας ζώνης Ανώτερης Ολιγοκαινικής – Μέσο Μειοκαινικής ασβεσταλκαλικής προς σωσωνιτικής ηφαιστειακής δραστηριότητας, που έλαβε χώρα στο βόρειο και κεντρικό Αιγαίο Πέλαγος και τη δυτική Μικρά Ασία (Fytikas et al., 1984). Η περιοχή που δομείται από ηφαιστειακά πετρώματα καταλαμβάνει έκταση 875,9 km², δηλαδή 53,5% της ολικής έκτασης του νησιού (Αλεξούλη–Λειβαδίτη et al., 2002α, Αλεξούλη–Λειβαδίτη et al., 2002β). Στο κεντρικό μέρος του νησιού αναπτύσσεται μια σειρά από εναλλαγές λαβών με πυροκλαστικά, κατανεμημένα κατά μήκος μιας BA – ΝΔ διεύθυνσης, από την Άγρα έως τη Συκαμινιά. Η παρουσία των γεωθερμικών πηγών της Αργένου, του Πολιχνίτου και της Θερμής είναι αποτέλεσμα της πρόσφατης ηφαιστειότητας.

Ο Hecht (1971 – 1974), σε μια προσπάθεια του να καθορίσει τη στρωματογραφική ακολουθία των ηφαιστειακών πετρωμάτων, διέκρινε την Κατώτερη και την Ανώτερη Ενότητα Λαβών και μια ενδιάμεση σειρά φελσικών πυροκλαστικών πετρωμάτων. Αργότερα, η Pe-Piper (1980) και οι Pe-Piper & Piper (1993) επανοπροσδιορίζοντας την παραπάνω ακολουθία, βασιζόμενοι σε πετρολογικά, γεωχημικά και παλαιομαγνητικά δεδομένα, πρότειναν τις ακόλουθες ενότητες ηφαιστειακών πετρωμάτων, από τα παλαιότερα προς τα νεότερα (Σχήμα 2.1):

- i. Κατώτερη Ενότητα Λαβών
- ii. Ενότητα Σκουτάρου
- iii. Ενότητα Όξινων ηφαιστειτών (πυροκλαστικά, ιγκνιμβρίτες και ρυόλιθοι)
- iv. Ενότητα Συκαμινίας

i. Κατώτερη Ενότητα Λαβών : Η ενότητα αυτή περιλαμβάνει όλα τα ηφαιστειακά πετρώματα, που υπόκεινται των περίπου σύγχρονων Ενοτήτων του Σκουτάρου και των Όξινων Ηφαιστιτών. Η Κατώτερη Ενότητα Λαβών είναι περισσότερο εκτεταμένη στο δυτικό μέρος του νησιού. Συγκεκριμένα, στην περιοχή της Ερεσσού αποτελείται από στρώματα χονδροκοκκώδους πορφυριτικού ανδεσίτη με φαινοκρυστάλλους κεροστίλβης και βιοτίτη, που εναλλάσσονται με ηφαιστειακά κροκαλοπαγή. Βόρεια της Ερεσσού τα πετρώματα αυτά εμφανίζουν μία κατακόρυφη απόκρυμνη διάταξη, που οφείλεται είτε σε κατάρρευση καλδέρας ή σε έντονο τεκτονισμό. Στη Κατώτερη Ενότητα Λαβών ανήκουν οι ρυοδακίτες νοτιοανατολικά της Άργας, που υπόκεινται των πυροκλαστικών του Σιγρίου καθώς και τα εξαλλοιωμένα ηφαιστειακά πετρώματα, που αναπτύσονται βόρεια της Πέτρας, κάτω από το σχηματισμό της Συκαμινιάς. ii. Ενότητα Σκουτάρου : Οι Pe-Piper & Piper (1993) ορίζουν την ενότητα αυτή σαν ένα αυτόνομο σχηματισμό, αποτελούμενο από μια ακολουθία ανδεσιτών και βασαλτών, περίπου σύγχρονο με τα πυροκλαστικά Σιγρίου και τους ιγκνιμβρίτες Πολιχνίτου. Μια τυπική ακολουθία της ενότητας αυτής περιλαμβάνει στη βάση στρώματα ροών πυροξενικών ανδεσιτών και βασαλτών, πάχους 2 – 20μ, ενώ στα ανώτερα τμήματα παρατηρείται μια τάση για περισσότερο φελσικές και ένυδρες λιθολογίες (κεροστιλβικοί – βιοτιτικοί ανδεσίτες και δακίτες, εναλλασσόμενοι με όξινα πυροκλαστικά). Εκτός από την ομώνυμη περιοχή του Σκουτάρου, η ενότητα αυτή συναντάτε στο βορειοδυτικό τμήμα του νησιού, κοντά στο Μανταμάδο, κάτω από των σχηματισμό των ιγκνιμβριτών του Πολιχνίτου.

iii. Ενότητα Όξινων ηφαιστειτών : Τρείς πετρολογικοί τύποι μπορούν να διακριθούν σε αυτή την ενότητα : α) τα πυροκλαστικά του Σιγρίου, β) τα ιγκνιμβριτικά καλύμματα, γ) οι υελώδεις λάβες.

Ο σχηματισμός των πυροκλαστικών αναπτύσσεται κυρίως στο δυτικό τμήμα του νησιού με πάχος που υπερβαίνει τα 300μ κοντά στην καλδέρα, που βρίσκεται στην περιοχή της Βατούσας. Αποτελείται από σποδό, τόφφους και ηφαιστειακά κροκαλοπαγη και είναι ο σχηματισμός όπου μέσα του διατηρήθηκε το απολιθωμένο δάσος της Λέσβου.

Το μεγαλύτερο ιγκνιμβριτικό κάλυμμα του νησιού αναπτύσσεται με διεύθυνση BA – ΝΔ και αναφέρεται σαν ιγκνιμβρίτες Πολιχνίτου. Σε μια πλήρη ιγκνιμβριτική ακολουθία, η βάση είναι περισσότερο υαλώδης ενώ προς τα πάνω η σειρά γίνεται πιο αδρομερής με ταυτόχρονη μείωση του ποσοστού της υέλου. Τα τελευταία πέντε μέτρα αποτελούνται από συγκολλημένο λεπτοκρυσταλλικό τόφφο. Μικρότερες εμφανίσεις ιγκνιμβριτικών καλυμμάτων διακρίνονται στις περιοχές της Άντισσας και του Σκοπέλου, νοτιοδυτικά του κόλπου της Γέρας.

Οι υαλώδεις λάβες κατανέμονται σε όλη την έκταση της Λέσβου (Κάπη, Καλλονή, Μήθυμνα, Άντισσα και Άγρα), με πιο αντιπροσωπευτική εμφάνιση αυτή που βρίσκεται στην περιοχή της Κάπης. Λιθολογικά χαρακτηρίζονται σαν ταινιώδεις και υαλοφυρικοί ρυόλιθοι, που κατά θέσεις σχετίζονται με φελσικά πυροκλαστικά. Ακόμη αυτές οι λάβες φιλοξενούν αξιόλογες εμφανίσεις περλιτών.

iv. Ενότητα Συκαμινίας : Εκτείνεται κυρίως στο κεντρικό και βόρειο τμήμα του νησιού, συνήθως πάνω από την Ενότητα του Σκουτάρου και περιλαμβάνει δύο σχηματισμούς : το Σχηματισμό Συκαμινιάς και το Σχηματισμό Σκαλοχωρίου. Ο Σχηματισμός Σκαλοχωρίου, που αναπτύσσεται στο κεντρικό μέρος του νησιού, χαρακτηρίζεται από την παρουσία μεγακρυστάλλων αστρίων και φεμικών ξενολίθων και καλύπτεται από μια παχιά ακολουθία στρωματοηφαιστείων, που ορίζονται σαν σχηματισμός Συκαμινιάς. Οι λάβες της Συκαμινιάς διαφέρουν από αυτές του Σκουτάρου στο ότι έχουν μεγαλύτερο ποσοστό κεροστίλβης και βιοτίτη.

Οι βασάλτες του Πολιχνίτου αποτελούν την κορυφή του σχηματισμού της Συκαμινιάς ενώ τα ηφαιστειακά πετρώματα γύρω από την πόλη την Μυτιλήνης συνιστούν τον αυτόνομο σχηματισμό της Μυτιλήνης, αποτελούμενο από βασαλτικούς ανδεσίτες και ανδεσίτες πλούσιους σε Κ, που κατά θέσεις έχουν υποστεί έντονη καλιούχο εξαλλοίωση (Kelepertsis, 1993). Ο σχηματισμός της Μυτιλήνης οριοθετεί χρονικά το τέλος της ηφαιστειότητας στη Λέσβο, πριν 16,5 εκατομμύρια χρόνια. Παρόλο που η υποβύθιση στο κεντρικό Αιγαίο Πέλαγος κράτησε για αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα, η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Λέσβο περιορίσθηκε στη διάρκεια περίπου ενός εκατομμυρίου χρόνων (18,4 – 17,3 εκατομμύρια χρόνια). Ανάλογης ηλικίας ηφαιστειακά πετρώματα εμφανίζονται και στη δυτική Μικρά Ασία (σχήμα 2.3.). Σύμφωνα με τους Pe–Piper & Piper (1993) η μικρής διάρκειας, αλλά πληθωρική ηφαιστειότητα, που εκδηλώθηκε στην ευρύτερη περιοχή του κεντρικού Αιγαίου Πελάγους και της δυτικής Τουρκίας είναι πολύ πιθανό να υπόκειται σε τεκτονικό έλεγχο.

2.2 Γεωλογία και γεωμορφολογία της περιοχής μελέτης

Στην περιοχή μελέτης η γεωλογία δεν έχει τόσο πολύπλοκη δομή, όπως στο σύνολο του νησιού. Τα ηφαιστειακά πετρώματα δεν εμφανίζονται σε αυτή την περιοχή και τα πετρώματα που κυριαρχούν είναι αυτά της Πελαγονικής Ζώνης.

Έτσι όλη σχεδόν η έκταση της περιοχής μελέτης, καλύπτεται από σχιστόλιθους που εναλλάσσονται με μάρμαρα και κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους, ηλικίας από Λιθανθρακοφόρο έως Τριαδικό, κυρίως Πέρμιο (σχήμα 2.2.). Αυτά είναι και τα παλαιότερα πετρώματα της Λέσβου. Ακόμη υπάρχουν σημαντικές εμφανίσεις φυλλιτών και πρασινοσχιστολίθων. Το βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης καλύπτεται από τους οφιόλιθους, οι οποίοι είναι επωθημένοι πάνω στα προηγούμενα πετρώματα (μάρμαρα, σχιστόλιθους και φυλλίτες) κατά τη διάρκεια του Μεσοζωϊκού. Πρόκειται για τα υπολείμματα ενός οφιολιθικού καλύμματος, με βασικά και υπερβασικά μέλη, στη βάση του οποίου συναντώνται αμφιβολίτες και αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι καθώς και τα συνοδά ωκεάνια ιζήματα.



Σχήμα 2.2. Χάρτης γεωλογίας της περιοχής μελέτης.

Οι εφελκυστικές τάσεις που επικρατούν στην περιοχή έχουν δημιουργήσει μία λεκάνη (τεκτονικό βύθισμα) όπου και καταλήγει ο χείμαρρος Ευεργέτουλας και η οποία έχει πληρωθεί από τεταρτογενής ηλικίας αποθέσεις.

Πρόκειται για μία πεδινή και λοφώδης έως ημιορεινή περιοχή, με μεγαλύτερο υψόμετρο τα 580μ και με αρκετά καλά αναπτυγμένο υδρογραφικό δίκτυο.

Σχήμα 2.3 (εκτός κειμένου). Χάρτης γεωλογίας και ενεργών ρηγμάτων νήσου Λέσβου.

3. Νεοτεκτονικό καθεστώς – Ενεργά ρήγματα

3.1 Νεοτεκτονική εξέλιξη του ελλαδικού χώρου

Ο ελλαδικός χώρος παρουσιάζει εξαιρετικό ενδιαφέρον μιας και βρίσκεται στην περιοχή σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών της Αφρικής και της Ευρασίας, όπου η πρώτη βυθίζεται κάτω από την δεύτερη. Το φαινόμενο βέβαια αυτό δεν είναι τόσο απλό, διότι τα περιθώρια των πλακών δεν αποτελούν μια ενιαία, αδιαίρετη μονάδα, αλλά διαιρούνται σε μικρά ανεξάρτητα τεμάχη, με σχετικά διαφορετικές συμπεριφορές κίνησης, προκαλώντας αλλαγές στο γεωδυναμικό καθεστώς της περιοχής. Γενικότερα, στην ευρύτερη περιοχή παρατηρούνται εκτός των δύο μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών και δύο μικρότερες: της Αραβίας και της Μικράς Ασίας (Ανατολίας). Οι μικροπλάκες αυτές μετακινούνται μεταξύ τους με διαφορετικές διευθύνσεις, επηρεάζοντας άμεσα η μία την άλλη. Η Αραβική μικροπλάκα, που αποτελεί αποσπασθέν κομμάτι της Αφρικανικής, κινείται βόρεια και σχετικά γρηγορότερα από την Αφρικανική. Επειδή η ανατολική πλευρά της Αραβικής μικροπλάκας (Ερυθρά Θάλασσα) κινείται προς τα βόρεια (Le Pichon & Angelier 1979, Papazachos & Kiratzi 1996 κ.α.) με μεγαλύτερη ταχύτητα από τη δυτική (15mm/yr και 10mm/yr αντίστοιχα), ταυτόχρονα παρουσιάζει και μια περιστροφή (Kahle et al., 1998). Η μικροπλάκα της Ανατολίας με τη σειρά της, εφόσον δέχεται από νότια την πίεση της Αραβικής, βρίσκει διέξοδο προς τα νοτιοδυτικά διαμέσου του μεγάλου δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Le Pichon & Angelier 1979, Papazachos & Kiratzi 1996 κ.α.). Ο μέσος ρυθμός της προς τα δυτικά κίνησης της πλάκας της Ανατολίας στη θάλασσα του Μαρμαρά είναι 22mm/yr (Kahle et al, 1998). Τη ταγύτερη μετατόπιση παρουσιάζει η ευρύτερη περιογή του Αιγαίου με τιμές της τάξης των 35mm/yr και διεύθυνση προς τα νοτιοδυτικά. Το αποτέλεσμα όλων αυτών των μετακινήσεων είναι να παρουσιάζεται μια μεγάλη σεισμική ζώνη που περικλείει την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου και γενικότερα του ελλαδικού χώρου.



13 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Σχήμα 3.1. (προηγούμενη σελίδα), Χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου που δείχνει την ενεργό γεωδυναμική κατάσταση, τις κινήσεις των μικρο-πλακών στην περιοχή και τη διαμόρφωση του Ελληνικού - Αιγαιακού Τόξου και του Κυπριακού Τόξου (κατά Παπαζάχος 2001).

Ο χώρος του Αιγαίου, σύμφωνα με τους Le Pichon & Angelier (1979, 1981), περιστράφηκε δεξιόστροφα τα τελευταία 13.5 εκατομμύρια χρόνια γύρω από ένα πόλο που βρίσκεται στη νότια Αδριατική. Η Kondopoulou (2000), μετά από παλαιομαγνητικές έρευνες, μείωσε το χρονικό διάστημα περιστροφής στα 5 εκατομμύρια χρόνια με αποτέλεσμα οι ταχύτητες περιστροφής να είναι μεγαλύτερες.



Σχήμα 3.2. Κατανομή της περιστροφής του ελλαδικού χώρου κατά το Καινοζωικό (Kondopoulou 2000). Το μέγεθος των βελών είναι ανάλογο της γωνίας περιστροφής.

Ο χώρος του Αιγαίου δοκιμάσθηκε κατά βάση από έντονες εφελκυστικές τάσεις, οι οποίες σήμερα μεν έχουν γενική διεύθυνση Βορρά – Νότο, στο άμεσο παρελθόν όμως δηλαδή στο Πλειόκαινο οι τάσεις είχαν διαφορετική διεύθυνση και συγκεκριμένα $BA - N\Delta$ (σχήμα 3.3.)



Σχήμα 3.3. Οι γενικευμένες διευθύνσεις των αξόνων εφελκυσμού (διακεκομμένες γραμμές) στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές κατά το Πλειόκαινο. Σύνθεση από Mercier 1981, Angelier 1979a, Angelier et al. 1981, Lyberis et al. 1982, Lyberis 1984 και Παυλίδης 1985. Τα μαύρα βέλη δείχνουν τις κατά τόπους διευθύνσεις εφελκυσμού που υπολογίστηκαν με νεοτεκτονικές μετρήσεις. (Μουντράκης, 1988).

3.2 Νεοτεκτονική δομή της νήσου Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής

Η γεωμετρία και η κινηματική των ρηγμάτων στο Βόρειο Αιγαίο έχουν μελετηθεί λεπτομερώς από διάφορους επιστήμονες (McKenzie, 1978). Η τεκτονική δομή της Λέσβου χαρακτηρίζεται κυρίως από μεγάλες εφελκυστικές κινήσεις, που έγιναν κατά τη διάρκεια του Νεογενούς, συνεχίζονται μέχρι σήμερα και συνδέονται άμεσα με τη δημιουργία της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (NAT). Λόγω των κινήσεων αυτών δημιουργήθηκαν διάφορα συστήματα ρηγμάτων, απ΄τη μελέτη των οποίων, προκύπτει η διεύθυνση των εφελκυστικών τάσεων, που επικρατούσε κάθε φορά.

Η Λέσβος επηρεάστηκε από τρεις διαφορετικές νεοτεκτονικές φάσεις, καθορισμένες για την ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου και που αυτές έχουν διαφορετικές διευθύνσεις (Mercier *et al.*, 1989; Dotsika *et al.*, 1995) και συνδέονται με τον αποχωρισμό της νήσου Λέσβου από την Μικρά Ασία. Αυτά τα θραυσιγενή γεγονότα, σχετίζονται με μερικά πολύ σημαντικά μεγάλης γωνίας ρήγματα, χιλιομετρικής κλίμακας, τα οποία δημιούργησαν την πρόσφατη μορφολογία του νησιού.

Η πρώτη φάση εκδηλώθηκε το Άνω Μειόκαινο και προκάλεσε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με γενική διεύθυνση $A - \Delta$ έως ABA – ΔΝΔ. Η δεύτερη φάση, κατά τη διάρκεια του Πλειόκαινου, προκάλεσε κανονικά ρήγματα με γενική διεύθυνση BΔ - ΝΑ, καθώς επίσης και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με γενική διεύθυνση BBA - ΝΝΔ. Η τελευταία φάση εκδηλώθηκε κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου με μια διεύθυνση B – Ν και δημιούργησε κανονικά ρήγματα με γενική διεύθυνση Α – Δ και επανενεργοποίησε τις προϋπάρχουσες δομές (σχήμα 3.4).



Σχήμα 3.4. Δεδομένα για ρήγματα από τη νήσο Λέσβο και Λήμνο. Προβάλλονται τα ρήγματα (ως μέγιστοι κύκλοι) και οι σχετικές τους κινήσεις (ως βέλη να ξεκινάν από τα επίπεδα των ρηγμάτων), όπως καθορίζονται από τις τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης (στερεογραφική προβολή Wulff, νότιο ημισφαίριο). Τα παχιά τμήματα στα επίπεδα των ρηγμάτων και τα ιστογράμματα παρουσιάζουν τις αποκλίσεις ανάμεσα στα παρατηρούμενα και θεωρητικά διανύσματα κατά τη διεύθυνση της γράμμωσης, για κάθε επίπεδο ρήγματος. Τα αποκλίνοντα μαύρα βέλη δίνουν τα αζιμούθια του άξονα σ3 (εφελκυσμού). Τρεις ομάδες τεκτονικών γραμμώσεων εντοπίζονται, (3) στους σχηματισμούς του Τεταρτογενούς, (3) και (2) στους σχηματισμούς του Πλειόκαινου, (2) και (1) στους σχηματισμούς του Άνω Μειόκαινου. Ο χάρτης πάνω δεξιά παρουσιάζει τις τοποθεσίες που αναλύθηκαν, στο νησί της Λέσβου. (*Mercier et al. 1989*)



Σχήμα 3.5. Νεοτεκτονικός χάρτης της Νήσου Λέσβου και της ευρύτερης περιοχής (Πηγή δεδομένων για τα ρήγματα : ΠΕΠ Β. Αιγαίου 2000/2006).

Τα κυριότερα ενεργά ρήγματα στη νήσο Λέσβο και στην ευρύτερη περιοχή είναι (σχήμα 3.5.) :

- i. Το δεξιόστροφο ρήγμα της Αγίας Παρασκευής, το οποίο πιθανά ενεργοποιήθηκε στο μεγάλο σεισμό του 1867. Διατρέχει το κεντρικό τμήμα του νησιού από βορρά προς νότο, και πολύ πιθανό να συνεχίζεται και υποθαλάσσια στο κόλπο της Καλλονής.
- ii. Τα ΒΔ ΝΑ διεύθυνσης ρήγματα των νοτίων ακτών του νησιού, τα οποία παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση της παράκτιας μορφολογίας.
- iii. Τα ρήγματα του κόλπου Γέρας, τα οποία σχηματίζουν μια ζώνη που έχει ιδιαίτερη σημασία εξαιτίας της μικρής απόστασης από την πόλη της Μυτιλήνης.
- iv. Το ρήγμα του Αδραμυτίου και μικρότερα ρήγματα βόρεια αυτού, τα οποία βρίσκονται στη γειτονική Τουρκία.

4. Μεθοδολογία Έρευνας και Αποτελέσματα

4.1 Νεοτεκτονική χαρτογράφηση και μετρήσεις υπαίθρου

Με την πραγματοποίηση της νεοτεκτονικής χαρτογράφησης έγινε η αναγνώριση και αποτύπωση στο χάρτη, των νεοτεκτονικών και πιθανά ενεργών δομών, στην περιοχή μελέτης. Στην αναγνώριση τους στην ύπαιθρο σημαντικό ρόλο έπαιξε η παρατήρηση της περιοχής μακροσκοπικά, και συγκεκριμένα η χρήση αεροφωτογραφιών. Στην εξακρίβωση των στοιχείων των ρηγμάτων, το τρισδιάστατο μοντέλο DEM συνέβαλε σημαντικά.

Εντοπίστηκε μια ρηξιγενής ζώνη, με κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα γενικής διεύθυνσης ΒΔ – ΝΑ και Δ – Α (σχήμα 4.1.1.). Στις θέσεις Ν1 – Ν5 πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις των τεκτονικών δομών (ρήγματα, διακλάσεις κ.α.).

Προκειμένου να υπολογιστούν οι κύριες διευθύνσεις του πεδίου των τάσεων (σ1, σ2, σ3) που προκύπτουν από τα ρήγματα, χρησιμοποιήθηκε η μαθηματική διαδικασία που προτάθηκε από τους Caputo & Caputo (1988a) και εφαρμόστηκε σε δύο διαφορετικές προϋπάρχουσες μεθόδους (δίεδρων γωνιών και αξόνων P/T) τεκτονικής ανάλυσης. Επίσης τα ίδια δεδομένα επεξεργάστηκαν και με τη μέθοδο του 'μέσου καλύτερου τανυτή τάσης' (Carey, 1979). Τα αποτελέσματα από τους τρεις παραπάνω τρόπους υπολογισμού συνήθως συμπίπτουν. Στις περιπτώσεις όμως που αποκλίνουν μεταξύ τους, πάρθηκαν υπόψη οι μέσοι όροι τους (σχήμα 4.1.2.).



19 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Σχήμα 4.1.1.(προηγούμενη σελίδα) Χάρτης που απεικονίζει τα ρήγματα που εντοπίστηκαν στην περιοχή μελέτης. Με Ν1, Ν2, Ν3, Ν4, Ν5 φαίνονται οι θέσεις που πάρθηκαν μετρήσεις για τις τεκτονικές δομές. Με fa1 – fa11 συμβολίζονται τα ρήγματα.



Σχήμα 4.1.2.(προηγούμενη σελίδα) Τεκτονική ανάλυση των ρηγμάτων ανά τοποθεσία (N1, N3, N4, N5), όπου πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις. Στα διαγράμματα της στήλης A, προβάλλονται σε στερεογραφική προβολή (δίκτυο Schmidt, νότιο ημισφαίριο), τα ρήγματα (ως μέγιστοι κύκλοι, καμπύλες) που μετρήθηκαν και οι σχετικές τους κινήσεις, όπως καθορίζονται από τις τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης (ως βέλη). Στα διαγράμματα της στήλης B, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της μεθόδου των ορθών – δίεδρων γωνιών (Angelier & Mechler, 1977), η οποία και αποτελεί το πρώτο στάδιο για την εφαρμογή της μεθόδου του μέσου τανυστή τάσης (όπου η σκουρόχρωμη περιοχή περιέχει τον άξονα σ1 (ή P) και η ανοιχτόχρωμη (κυκλάκια) περιέχει τον άξονα σ3 (ή T)). Στα διαγράμματα της στήλης Γ, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μιας μαθηματικής μεθοδολογίας των Caputo & Caputo (1988) που εφαρμόζεται στις μεθόδους των ορθών - διέδρων και P/T αξόνων, καθώς επίσης και τα αποτελέσματα της μεθόδων του τανυστή τάσης (Carey, 1979). Τα αποτελέσματα μετά την εφαρμογή αυτών των μεθόδων είναι οι κύριοι άξονες τάσεις : σ1 (μέγιστος – τρίγωνα), σ2 (ενδιάμεσος – ρόμβοι) και σ3 (ελάχιστος - τετράγωνα). Τα μαύρα μεγάλα βέλη δείχνουν την διεύθυνση του εφελκυσμού.



Σχήμα 4.1.3. Στερεογραφικές προβολές Schmidt, νότιου ημισφαιρίου όπως προέκυψαν με τη χρήση του προγράμματος StereoNett. Οι επιφάνειες των ρηγμάτων αναπαρίστανται με μέγιστους κύκλους ενώ οι πόλοι με κουκίδες (αριστερά). Το διάγραμμα πυκνότητας των μετρήσεων φαίνεται δεξιά. Οι μετρήσεις προέρχονται από τη θέση N2.

Τα αποτελέσματα τις τεκτονικής ανάλυσης μπορούν να ταξινομηθούν σε 2 ομάδες :

α) η ομάδα που αποτελείται από ρήγματα (μετρήσεις) που δείχνουν εφελκυσμό με διεύθυνση περίπου BA – ΝΔ.

β) η ομάδα από την οποία προκύπτει ένας εφελκυσμός με διεύθυνση περίπου BBΔ – NNA.

Η πρώτη ομάδα αποτελείται από ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης 'ρήγμα μετάβασης' (ρήγμα fa8), με διεύθυνση BA – NΔ και από κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα με διεύθυνση BΔ – NA και BBΔ - NNA. Η δεύτερη ομάδα αποτελείται από κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα με διεύθυνση Δ – A και ΔBΔ – ANA. Εντοπίστηκαν επιφάνειες ρηγμάτων με διεύθυνση B – N, οι οποίες ανήκουν στο ίδιο σύστημα ρηγμάτων με διεύθυνση ΔBΔ – ANA.

Σε ορισμένες θέσεις μετρήσεων παρατηρήθηκαν αλληλοκαλυπτόμενες γενιές τεκτονικών γραμμώσεων ολίσθησης στο ίδιο πεδίο διάτμησης, που σημαίνει ότι στην ίδια θέση έδρασαν περισσότερα από ένα πεδία τεκτονικών τάσεων σε διαφορετικές χρονικές περιόδους. Συγκεκριμένα εντοπίσθηκαν στις επιφάνειες των ρηγμάτων της δεύτερης ομάδας, τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης οι οποίες είναι επηρεασμένες (κόβονται) από νεότερες τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης, οι οποίες και μετρήθηκαν (θέσεις N1, N4).

Από τα παραπάνω συμπεραίνεται οι δύο αυτές ομάδες μπορούν να χαρακτηρισθούν σαν δύο κύριες ξεχωριστές 'τεκτονικές φάσεις', με τους όρους φυσικά της ανάλυσης των τεκτονικών τάσεων. Έτσι με fl ονομάζεται η φάση με διεύθυνση εφελκυσμού BA – NΔ και με f2 η φάση με διεύθυνση εφελκυσμού BBΔ – NNA.

Για την σχετική όσο και την απόλυτη ηλικία των ρηγμάτων των δύο ομάδων πάρθηκε υπόψη η ηλικία των σχηματισμών που επηρέασαν. Ορισμένα από τα ρήγματα της δεύτερης ομάδας, φαίνεται να επηρεάζουν τους σχηματισμούς του Ολοκαίνου και τα υπόλοιπα τους σχηματισμούς του υποβάθρου. Τα ρήγματα της πρώτης ομάδας επηρεάζουν μόνο τα πετρώματα του υποβάθρου. Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι η τεκτονική φάση fl είναι προγενέστερη της φάσης f2. Η σχετική χρονολόγηση των δύο φάσεων επιβεβαιώνεται και από μερικές θέσεις μετρήσεων, όπου παρατηρήθηκαν ορισμένες επικαλύψεις γραμμώσεων τεκτονικής ολίσθησης στις ίδιες επιφάνειες ρηγμάτων.

Εξαιτίας της μικρής ποικιλίας των μεταλπικών σχηματισμών στην περιοχή μελέτης δεν είναι δυνατή η απόλυτη χρονολόγηση των τεκτονικών φάσεων. Ωστόσο τα αποτελέσματα της τεκτονικής ανάλυσης σε συνδυασμό με τα στοιχεία που προκύπτουν από την εργασία των Mercier et al. (1989), δείχνουν ότι η τεκτονική φάση fl (με διεύθυνση εφελκυσμού BA – NΔ) λειτούργησε από το Άνω Μειόκαινο έως Κάτω Πλειστόκαινο ενώ η φάση f2 (με διεύθυνση εφελκυσμού BBΔ – NNA) έδρασε κατά τη διάρκεια του Πλειστοκαίνου και το Ολόκαινο. Και οι δύο τεκτοφάσεις μπορούν να χαρακτηριστούν ως νεοτεκτονικές, ενώ η τεκτοφάση f2 (η οποία επαναδραστηριοποίησε τεκτονικές δομές της f1) μπορεί να θεωρηθεί η ενεργός για την περιοχή.



Σχήμα 4.1.4. Το εντυπωσιακό ρηξιγενές μορφολογικό πρανές του ρήμγατος fa4 (άσπρα βέλη) και με κίτρινη γραμμή το ίχνος του ρήγματος fa2.

8/6/2010



Σχήμα 4.1.5. Α: Τμήμα του Ρωμαϊκού Υδραγωγείου που περνάει από τη θέση Ν3. Β: Επιφάνεια αριστερόστροφου ρήγματος (ρήγμα μετάβασης), όπου διακρίνονται οι τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης (θέση Ν3).



Σχήμα 4.1.6. Ζώνη χαλαζία, πάχους 5 – 3cm, όπου φαίνονται με λεπτομέρεια οι τεκτονικές γραμμώσεις ολίσθησης, του κανονικού ρήγματος (θέση N4).



Σχήμα 4.1.7. Α: Αντιθετικό κανονικό ρήγμα όπου φαίνεται η μετατόπιση (περίπου 1,5m) των ασβεστολίθων και των σχιστολίθων (θέση N2). Επίσης παρατηρείται επικάλυψη της επιφάνειας του ρήγματος από ασβεστίτη. Β: Μεγάλη διάκλαση, πάχους(άνοιγμα) ≈15cm. Διακρίνεται εύκολα στους ασβεστόλιθους ενώ συνεχίζεται και στους σχιστόλιθους (θέση N2).

4.2 Εντοπισμός και αποτύπωση ρηγμάτων με τη χρήση ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου

Τα Ψηφιακά Μοντέλα Αναγλύφου (**DEM** – Digital Elevation Models) έχουν χρησιμοποιηθεί σε μεγάλο βαθμό τα τελευταία χρόνια, με σκοπό την παρατήρηση και χαρτογράφηση μορφολογικών και τεκτονικών δομών και την χωρική τους κατανομή (Ganas et al. 2005).

4.2.1 Κατασκευή του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου

Η ολοένα και αυξανόμενη χρήση των Η/Υ στην επιστήμη της Γεωλογίας και η αλματώδης ανάπτυξη των υπολογιστικών τους δυνατοτήτων, έχει ως αποτέλεσμα την ύπαρξη μεγάλης ποικιλίας μεθοδολογιών για την κατασκευή των ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου. Αυτές περιλαμβάνουν κυρίως την ψηφιοποίηση τοπογραφικών χαρτών, την απευθείας συλλογή υψομετρικών δεδομένων από αερομεταφερόμενους και δορυφορικούς δέκτες (π.χ. SRTM, LIDAR κ.α) αλλά και μεθόδους αυτόματης εξαγωγής των DEM από στερεοσκοπικά ζεύγη αεροφωτογραφιών και δορυφορικών εικόνων (π.χ. SPOT).

Για την κατασκευή του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου της παρούσας εργασίας έγινε ψηφιοποίηση σε Η/Υ και συγκεκριμένα στο λογισμικό ArcGIS Desktop 9.2, μέρος του τοπογραφικού χάρτη της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού, κλίμακας 1:50.000, με ονομασία φύλλου 'Πλωμάριον'. Κάθε φύλλο χάρτη έχει διαστάσεις 15'x15' και ισοδιάσταση ισοϋψών 20 m, με βοηθητικές ισοϋψείς των 10 m σε πεδινά τμήματα. Πραγματοποιήθηκε γεωαναφορά (georeference) των χαρτών στο προβολικό σύστημα European Datum 1950 και στη συνέχεια μετατροπή των συντεταγμένων στο προβολικό σύστημα WGS84.

Το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου που προέκυψε (σχήμα 4.2.2.) αποτελεί μια αρκετά ρεαλιστική απεικόνιση της τοπογραφίας της περιοχής μελέτης, με εμφανή τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής και αρκετά καλή συσχέτιση του υδρογραφικού δικτύου με την μορφολογία.

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2.1. Στατιστικά στοιχεία του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου.

Το μέγεθος του αρχείου είναι 2277 στήλες (X) με 3437 σειρές (Y). Το βάθος δεδομένων (Pixel depth) είναι 32bit (unsigned).

MEAN	CLASSES	ST.DEV	MIN	MAX
165 m	0	157 m	0 m	668 m



Σχήμα 4.2.1. Ιστόγραμμα του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου.

^{8/6/2010}

²⁶ Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 4.2.2. Το Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου της περιοχής μελέτης. Η διαβαθμισμένη απεικόνιση του αναγλύφου είναι σε κλίμακα του γκρι, με πιο σκούρους τόνους στα πεδινά τμήματα και πιο ανοικτούς τόνους στα ορεινά.

4.2.2 Ανάλυση και ερμηνεία του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου

Το τελικό DEM, που προέκυψε από την παραπάνω διαδικασία, μας προσφέρει τη δυνατότητα ποιοτικής αλλά και ποσοτικής ανάλυσης των μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών των ρηγμάτων της περιοχής μελέτης. Άλλωστε, η μορφολογία και το ανάγλυφο που δημιουργείται από τα νεοτεκτονικά και ενεργά ρήγματα αποτελεί ένα από τα χαρακτηριστικά που χρησιμοποιούνται για την αναγνώριση και αποτύπωσή τους (Leeder & Jackson 1993, Ganas et al. 2005). Στη παρούσα εργασία, χρησιμοποιήθηκε η παρακάτω μεθοδολογία :

- Δημιουργία και ερμηνεία του χάρτη κατανομής κλίσεων αναγλύφου (slope map)
- Δημιουργία τομών μορφολογικών κλίσεων
- Δημιουργία μορφολογικών τομών κάθετα στις ριξηγενείς ζώνες
- Εξαγωγή χάρτη σκιασμένου αναγλύφου (shaded relief map) από το DEM
- Χρησιμοποίηση του DEM ως υπόβαθρο για τη δημιουργία τρισδιάστατων απεικονίσεων με τη δορυφορική εικόνα Landsat

Για τη δημιουργία του χάρτη μορφολογικών κλίσεων (σχήμα 4.2.4.) χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος που περιέχεται στο εργαλείο Spatial Analyst του ArcMap. Πιο συγκεκριμένα, ο πλήρης λογαριθμός που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της κλίσης είναι ο:

rise_run = SQRT(SQR(dz/dx)+SQR(dz/dy)) degree_slope = ATAN(rise_run) * 57.29578 $(dz/dx) = ((a + 2d + g) - (c + 2f + i)) / (8 * x_mesh_spacing)$ $(dz/dy) = ((a + 2b + c) - (g + 2h + i)) / (8 * y_mesh_spacing)$

όπου για τον υπολογισμό των d χρησιμοποιείται μετακινούμενο παράθυρο 3x3 (με τιμές a εως i).



Σχήμα 4.2.3. Υπολογισμός της γωνίας κλίσης του αναγλύφου, όπως εφαρμόζεται στο Spatial Analyst (Burrough, 1986).

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2.2. Στατιστικά στοιχεία του χάρτη μορφολογικών κλίσεων.

Το μέγεθος του αρχείου είναι 2277 στήλες (X) με 3437 σειρές (Y). Το βάθος δεδομένων (Pixel depth) είναι 32bit (unsigned).

MEAN	CLASSES	ST.DEV	MIN	MAX
9.398°	0	9.401°	0.00°	60.41°



Σχήμα 4.2.4. Χάρτης κατανομής μορφολογικών κλίσεων της περιοχής μελέτης. Οι περιοχές με μεγαλύτερη κλίση απεικονίζονται με πιο άσπρο χρώμα.

Με βάση το χάρτη κατανομής μορφολογικών κλίσεων μπορούν να σχεδιαστούν προφίλ κλίσεων του μορφολογικού πρανούς κατά μήκος των ρηγμάτων (σχήμα 4.2.5.). Παρατηρείται ότι οι τιμές των κλίσεων επηρεάζονται από τη λιθολογία στη περιοχή μελέτης. Στα προφίλ κλίσεων του παρακάτω σχήματος, χαμηλές τιμές κλίσης εντοπίζονται κυρίως στα χαλαρά ιζήματα του Τεταρτογενούς, ενώ υψηλότερες τιμές στο ασβεστολιθικό υπόβαθρο.



Σχήμα 4.2.5. Προφίλ κλίσεων του μορφολογικού πρανούς κατά μήκος των ρηγμάτων (διακεκομμένες γραμμές), με βάση το χάρτη κλίσεων από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Η μέση τιμή της κλίσης κυμαίνεται στις 14 - 16°, με μεγαλύτερες τιμές 40 – 45°.

Η δημιουργία απεικονίσεων σκιασμένου αναγλύφου (hillshade) από το DEM, χρησιμοποιεί μια δοσμένη θέση του ήλιου (γωνία ύψους σε μοίρες και αζιμούθιο) με σκοπό τη μοντελοποίηση της σκίασης που δημιουργεί στο ανάγλυφο. Για τη σωστή κατασκευή και ερμηνεία των απεικονίσεων αυτών, απαιτείται η εισαγωγή των απαραίτητων στοιχείων θέσης του ήλιου και η κατανόηση των περιορισμών που θέτει η ποικιλία των παραμέτρων αυτών. Κατά τον Gold (2004) η θέση και το ύψος του ηλίου έχει δραματικά αποτελέσματα στην απεικόνιση απότομων μορφολογικών επιφανειών, όπως είναι τα ρηξιγενή πρανή, οι κατολισθήσεις και οι κοιλάδες. Η εισαγωγή, επομένως, των απαραίτητων δεδομένων που απαιτούνται για την κατασκευή του hillshade, έχουν άμεση σχέση με το επιθυμητό αποτέλεσμα. Για την διάκριση, για παράδειγμα, ρηγμάτων με προσανατολισμό Δ-Α και κλίση προς Β, προτιμώνται τιμές ύψους 35 - 50° και διευθύνσεις >90° και <270°. Υψηλές τιμές του ήλιου οδηγούν σε απεικονίσεις με ελάχιστα αναγνωρίσιμα στοιχεία. Για την ενίσχυση της απεικόνισης χαμηλών μορφολογιών, οι χαμηλές τιμές ύψους του ήλιου είναι ιδανικές.

Για τον Ελληνικό χώρο, οι διευθύνσεις του ήλιου κυμαίνονται από 130 - 240°. Στη παρούσα εργασία, χρησιμοποιούνται διάφορες τιμές θέσης του ήλιου, για καλύτερη ανάλυση και ερμηνεία (σχήματα 4.2.6. & 4.2.7.).



Σχήμα 4.2.6. Απεικονίσεις σκιασμένου αναγλύφου της περιοχή μελέτης, με σταθερή τιμή ύψους του ήλιου 45°. Είναι χαρακτηριστική η διαφοροποίηση που παρουσιάζεται στην απεικόνιση από τη μεταβολή του αζιμούθιου του ήλιου. Διακρίνονται ρήγματα με προσανατολισμό Δ-Α και ΒΔ-ΝΑ, ως σκουρόχρωμες σκιασμένες επιφάνειες.



Σχήμα 4.2.7. Απεικονίσεις σκιασμένου αναγλύφου της περιοχή μελέτης, με σταθερή τιμή ύψους του ήλιου 35° (χαμηλότερη τιμή από αυτή στο προηγούμενο σχήμα). Λόγω της χαμηλής μορφολογίας στην περιοχή μελέτης, η χαμηλή γωνία έχει ως αποτέλεσμα την καλύτερη απεικόνιση των μορφολογικών χαρακτηριστικών.

Σχήμα 4.2.8. (στην επόμενη σελίδα) Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες από το DEM, κάθετα στα ρήγματα της περιοχής μελέτης. Το μορφολογικό πρανές που σχηματίζουν τα ρήγματα είναι εμφανές στις περισσότερες τομές. Στις τομές Α-Α' και Ζ-Ζ' διακρίνονται και παλαιότερα ρηξιγενή πρανή, ενώ στην τομή Γ-Γ' το μορφολογικό πρανές που σχηματίζεται στα 1000m περίπου, πιθανός να οφείλεται σε ένα καινούργιο ρήγμα (με διακεκομμένες γραμμές)



33

4.3 Εντοπισμός και αποτύπωση ρηγμάτων με τη χρήση δορυφορικών εικόνων

Η χρήση δορυφορικών εικόνων αποτελεί ένα βασικό εργαλείο της σύγχρονης γεωλογικής έρευνας. Μια από τις χρήσεις τους είναι και ο εντοπισμός και η αποτύπωση νεοτεκτονικών ρηγμάτων λόγω της ιδιαίτερης μορφολογίας που δημιουργούν στο ανάγλυφο (Ganas 1997, Ganas et al. 2001b).

Σήμερα είναι διαθέσιμες δορυφορικές εικόνες από μια πληθώρα συστημάτων (LANDSAT, SPOT, ERS, IRS, IKONOS, EnviSat, Space Shuttle κ.α.). Οι εικόνες LANDSAT και SPOT χρησιμοποιούνται κατά κόρον στις γεωεπιστήμες, με αποτέλεσμα να υπάρχει πληθώρα πληροφοριών και μεθοδολογιών για τη χρήση τους.

Στη παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η εικόνα Landsat 7ETM+, η προμήθεια της οποίας έγινε από το EROS Data Center (Sioux Falls, Denver) του U.S.G.S. Στον παρακάτω πίνακα δίνονται τα στατιστικά στοιχεία της εικόνας.

Ημερομηνία λήψης: 2000-06-07 Landsat 7 ΕΤΜ+
Path/Row: 181/033Z, pixel size 28.5x28.5 (14.25x14.25 band8)
Sun elevation = 65, Sun azimuth = 124, Proj. : UTM WGS84, 35N
Μένεθος εικόνας: 7887x8716 (TM) 17432x15774 (Pan)

110/000	, ,,,	0/10/10 (111)	1, 102010,	1 (1 000)
Band	MEAN	ST.DEV	MIN	MAX
TM1	50.09	44.81	0	255
TM2	40.31	36.81	0	255
TM3	30.41	35.7	0	255
TM4	30.41	35.7	0	255
TM5	43.23	52.22	0	255
TM7	30.08	30.09	0	255
TM8	29.13	31.01	0	255

Πίνακας 4.3.1. Στατιστικά στοιχεία της εικόνας LANDSAT της παρούσης μελέτης.

Band	ETM+
1	.4552 μm blue
2	.5361 μm green
3	.6369 μm red
4	.759 μm NIR
5	1.55-1.75 μm SWIR
6	10.4-12.5 μm TIR
7	2.1-2.35 μm SWIR
8	.529 μm panchromatic

Πίνακας 4.3.2. Χαρακτηριστικά του απεικονιστή ETM+ (Lillesand & Kiefer 1999).



Σχήμα 4.3.1. Η εικόνα LANDSAT 7 ETM+ (Path 181, Row 033Z) που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία. Τα ενεργά και νεοτεκτονικά κανονικά ρήγματα, μέσου – μεγάλου μεγέθους, έχουν σημαντικές διαστάσεις (>5 km) και δημιουργούν μεταβολές στο ανάγλυφο ορατές από δορυφορικές εικόνες. Έτσι, τα ρήγματα αυτά μπορούν να εντοπιστούν και να αποτυπωθούν, ιδίως εάν πρόκειται για δομές σημαντικού μεγέθους, με τη βοήθεια των δορυφορικών εικόνων που προαναφέρθηκαν.

Ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα αποτελεί η διάκριση των ενεργών ρηγμάτων από άλλες δομές. Αυτές οι άλλες δομές μπορεί να αποτελούν ρήγματα που έχουν δράσει σε παλαιότερο καθεστώς τάσεων, λιθολογικά όρια, γεωλογικοί σχηματισμοί όπως φλέβες, κορυφογραμμές και όρια υδρολογικών λεκανών, ποταμοί και ρέματα, αλλαγές στη βλάστηση και ανθρωπογενείς δομές (δρόμοι, καλλιεργημένες εκτάσεις κ.α.) (Ganas 1997, Lillesand & Kiefer 1999).

Επομένως, προκειμένου να γίνει ο εντοπισμός των ενεργών ρηγμάτων και των επιμέρους τμημάτων τους, είναι απαραίτητη η γνώση των κύριων δομικών και μορφολογικών χαρακτηριστικών τους. Σημαντικό ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι διαβρωσιγενείς δομές που εμφανίζονται στο ανερχόμενο τέμαχος του ρήγματος, όπως η έντονη κατά βάθος διάβρωση, καθώς και οι δομές του κατερχόμενου τεμάχους, όπως η παρουσία αλλουβιακών ριπιδίων και οι έντονες διαφορές ανακλαστικότητας στις δορυφορικές εικόνες που παρουσιάζουν τα χαλαρά ιζήματα στο μέτωπο του ρήγματος με τους σχηματισμούς του υποβάθρου στο ανερχόμενο τέμαχος. Οι ενεργές τεκτονικές δομές δημιουργούν συχνά τροποποίηση της μορφής του υδρογραφικού δικτύου και της ροής σε αυτό. Έτσι, φαινόμενα όπως η καμπή ρεμάτων, η μεταβολή του τύπου του υδρογραφικού δικτύου είναι συνήθη κατά μήκος του ίχνους του ρήγματος.

Στον παρακάτω Πίνακα 5.3 παρουσιάζεται μια σύνοψη των χαρακτηριστικών που χρησιμοποιούνται στην αναγνώριση κανονικών ρηγμάτων με βάση δορυφορικές εικόνες.

Διεύθυνση ρήγματος	Χαρακτηριστικά εικόνας ΤΜ
Β – Ν και ΒΔ – ΝΑ	 Έντονα γραμμικό μέτωπο ορεινού όγκου (mountain front)
	2. Κύριοι κλάδοι του υδργραφικού δικτύου παράλληλοι
	στο γραμμικό μέτωπο
	3. Παράλληλοι κώνοι αλλουβιακών ριπιδίων,
	διατεταγμένοι κατά μήκος του μετώπου
	 Τεμαχισμός κλιτύων και ανερχόμενου τεμάχους :
	τριγωνικές επιφανείες και κοιλάδες οχηματός ν
Α – Δ και ΒΑ – ΝΔ, Με αντίθετο προσανατολισμό	 Σκιασμενες περιοχες ελλειπτικού σχηματος
	 Οι σκιάσεις τερματίζουν και στα δύο άκρα του ούνματος
	7 Ράγες και κοιλάδες κάθετα στη σκιασμένη περιογή
	(διαβοωσινενείς δομές του ανεοχόμενου τεμάχους)
Α – Δ και ΒΑ – ΝΔ, Με κλίση προς την κατεύθυνση του ήλιου	8. Έντονα φωτεινές λωρίδες – γραμμώσεις
	 Οι λωρίδες αυτές τερματίζουν και στα δύο άκρα του ρήγματος

Πίνακας 4.3.3. Κριτήρια οπτικού εντοπισμού κανονικών ρηγμάτων σε δορυφορικές εικόνες, για το Βόρειο ημισφαίριο (Ganas 1997).



Σχήμα 4.3.2. Τμήμα της εικόνας του σαρωτή ETM+, όπου απεικονίζεται η περιοχή του κόλπου Γέρας. Διακρίνονται οι διαφορές ανάμεσα στις μπάντες, με το ανάγλυφο να είναι πιο ευδιάκριτο στις υπέρυθρες συχνότητες (4-7) και στην παν-χρωματική (8). Το ρήγμα της Λάρσου διακρίνεται ως φωτεινή γράμμωση με προσανατολισμό Δ – Α (με κίτρινα βέλη). Επίσης διακρίνεται πολύ καλά η τεκτονική επαφή των επωθημένων οφιολίθων με τους υπόλοιπους σχηματισμούς της Πελαγονικής (με κόκκινα βέλη). Διάσταση εικόνων 16 x 20 km περίπου.

Οι παραπάνω δορυφορικές εικόνες χρησιμοποιήθηκαν για τον οπτικό εντοπισμό και αναγνώριση των ρηγμάτων, αλλά και στη δημιουργία τρισδιάστατων απεικονίσεων (σχήμα 4.3.5.). Με αυτές τις εικόνες μπορούν να δημιουργηθούν σύνθετες απεικονίσεις (RGB composites), με τον συνδυασμό διάφορων συχνοτήτων, όπως η ψευδοέχρωμη (false color composite), (σχήμα 4.3.3.), ορατού φάσματος (natural color), (σχήμα 4.3.4.), η οποία προσομοιάζει περισσότερο την πραγματική εικόνα, κ.α. Οι σύνθετες αυτές απεικονίσεις προσφέρουν μια πιο ρεαλιστική προσομοίωση της περιοχής και συμβάλλουν με την αναγνώριση στοιχείων για το ανάγλυφο, τη λιθολογία, τη βλάστηση και την τεκτονική που δεν είναι ορατά σε απλές εικόνες.



Σχήμα 4.3.3. Σύνθετη απεικόνιση ψευδοέχρωμη με συνδυασμό των συχνοτήτων 4,3,1. Κάλυψη περιοχής ίδια με το προηγούμενο σχήμα.



Σχήμα 4.3.4. Η ίδια εικόνα σε ορατού φάσματος απεικόνιση με συνδυασμό των συχνοτήτων 3, 2, 1.



Σχήμα 4.3.5. Τρισδιάστατη πανοραμική απεικόνιση των ρηγμάτων του κόλπου Γέρας με τη χρήση της εικόνας LANDSAT 7ETM+ (RGB321) και του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου. Τα βέλη σημειώνουν το ίχνος των ρηγμάτων.

4.4 Μορφοτεκτονικοί δείκτες

Ο προσδιορισμός του ποσοστού επίδρασης της τεκτονικής στα γεωμορφολογικά φαινόμενα μπορεί να καθοριστεί και να ποσοτικοποιηθεί με τους μορφοτεκτονικούς δείκτες. Οι τελευταίοι συνιστούν πολύτιμα εργαλεία, καθώς συνδέουν τις κλιματικές μεταβολές, την λιθολογία, την τεκτονική και την διάβρωση με την παραγωγή ενός συγκεκριμένου ανάγλυφου. Συσχετίζονται με τα ποτάμια συστήματα και εφαρμόζονται σε περιοχές που παρουσιάζουν σαφείς διαφορές ανάγλυφου. Η μελέτη τους μπορεί να αποτελέσει βασική πηγή πληροφόρησης στην εξέταση της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής.

Στη παρούσα εργασία οι μορφοτεκτονικοί δείκτες που εφαρμόστηκαν είναι :

- Μήκος Ρέματος Δείκτης Κλίσης (Srteam Length Gradient Index, SL)
- 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)
- $\Delta \alpha v \tau \epsilon \lambda \omega \sigma \eta$ stoug própodec bounds (Mountain front Sinuosity, S)

4.4.1 Μήκος Ρέματος – Δείκτης Κλίσης (Srteam Length – Gradient Index)

Ο δείκτης κλίσης του ρέματος δείχνει την αλλαγή στη κλίση που μπορεί να υπάρχει κατά μήκος ενός ποταμού και εκφράζεται από τη σχέση (Hack 1973, Keller & Pinter 1996, 2003):

$$SL = (\Delta H / \Delta L) * L,$$

όπου ΔΗ/ΔL είναι η κλίση σε ένα τμήμα του ρέματος (ΔΗ είναι η υψομετρική διαφορά και ΔL το αντίστοιχο μήκος), και L είναι το μήκος του ρέματος (ή ποταμού) από το μέσο του τμήματος ως το ψηλότερο σημείο στα ανάντη (Σχήμα 4.4.1.). Μεγάλη διαφορά τιμών κατά μήκος του ρέματος (ουσιαστικά αλλαγή στην κλίση) μπορεί να σημαίνει πιθανή τεκτονική δράση.



Σχήμα 4.4.1. Παράδειγμα κλίσης (SL) υδρογραφικού κλάδου (Keller & Pinter 2002, τροποποιημένο από Παυλίδης 2003).

Για την εφαρμογή του δείκτη SL στην περιοχή μελέτης, έγινε διαχωρισμός των λεκανών απορροής και επιλογή των ρεμάτων σε κάθε λεκάνη απορροής (Σχήμα 4.4.2.), στα οποία και έγινε η εφαρμογή του δείκτη. Οι τοπογραφικές τομές δεν είναι ευθείες γραμμές αλλά ακολουθούν πιστά την πορεία των ρεμάτων, που επιλέχθηκαν. Για αυτό το λόγω επιλέχθηκε το επίπεδο πληροφοριών των ίδιων των ρεμάτων και για τη δειγματοληψία του υψομέτρου χρησιμοποιήθηκε το επίπεδο πληροφοριών των ισοϋψών. Δημιουργείται με τον τρόπο αυτό ένας συνδυαστικός πίνακας πληροφοριών των ρεμάτων και των ισοϋψών, με αποτέλεσμα να γνωρίζουμε κάθε φορά τις συντεταγμένες, το υψόμετρο και την απόσταση των σημείων τομής ρεμάτων – ισοϋψών από την αρχή της δειγματοληψίας.

8/6/2010

Στο σχήμα που ακολουθεί φαίνεται η κατανομή του δείκτη SL στην περιοχή μελέτης. Οι τιμές του δείκτη κυμαίνονται από -32 έως 583 (χαμηλές τιμές του δείκτη μπλε χρώμα, υψηλές τιμές κόκκινο). Οι υψηλές τιμές του δείκτη εντοπίζονται στο μορφολογικό πρανές των ρηγμάτων. Νοτιοδυτικά του ρήγματος fal οι υψηλές τιμές του δείκτη πιθανός οφείλονται στη ανύψωση της περιοχής εξαιτίας του ρήγματος και στην επακόλουθη διάβρωση και αναδιάρθρωση των προγενέστερων λεκανών.



Σχήμα 4.4.2. Κατανομή του δείκτη SL στην περιοχή μελέτης (επεξήγηση στο κείμενο).

4.4.2 Παράγοντας Ασυμμετρίας Λεκάνης Απορροής (Drainage Basin Asymmetry Factor)

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):

$$AF = 100 * (Ar/At)$$

όπου Ar το εμβαδό του δεξιού τμήματος της λεκάνης (κοιτάζοντας προς τα κατάντη) και At το συνολικό εμβαδό της λεκάνης (Σχήμα 4.4.3.).

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 κατάντη. Τα αποτελέσματα της μεθόδου αντανακλούν τεκτονικές διεργασίες όταν οι λιθολογικοί παράγοντες (πετρώματα, κλίσεις στρωμάτων κλπ.) και το τοπικό κλίμα δεν μεταβάλλονται.



Σχήμα 4.4.3. Ασυμμετρία λεκάνης και κλίση τεκτονικού τεμάχους (Keller & Pinter 1996).

Στο παράδειγμα του σχήματος 4.4.3. 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.

Για τον υπολογισμό του παράγοντα ασυμμετρίας λεκάνης απορροής, επιλέχτηκαν ο κύριος κλάδος των ρεμάτων κάθε λεκάνης και έπειτα διαχωρίστηκε το δεξιό τμήμα (Ar), ως προς τα κατάντη, από κάθε λεκάνη. Τα αποτελέσματα από τις 56 λεκάνες της περιοχής μελέτης φαίνονται στο πίνακα 4.4.1. και στο σχήμα 4.4.4.

Αριθμός Λεκάνης	Εμβαδό δεξιού τμήματος λεκάνης σε Km² (Ar)	Ολικό εμβαδό λεκάνηςσε Km² (At)	Παράγοντας ασυμμετρίας (AF)
1	0.818	0.513	62.71
2	13.410	5.272	39.31
3	0.062	0.021	33.82
4	0.112	0.065	58.04
5	0.060	0.023	38.33
6	0.076	0.023	30.30
7	0.163	0.056	34.33
8	0.075	0.025	33.56
9	0.100	0.033	33.07
10	0.054	0.025	46.04
11	0.589	0.315	53.48

12	3.907	1.379	35.30
13	0.081	0.035	43.10
14	3.858	2.467	63.95
15	0.299	0.190	63.55
16	0.261	0.163	62.45
17	0.236	0.152	64.46
18	0.595	0.203	34.12
19	0.883	0.699	79.16
20	2.471	1.363	55.16
21	1.510	0.676	44.77
22	0.133	0.033	24.77
23	0.096	0.059	61.39
24	0.142	0.046	32.39
25	0.867	0.542	62.51
26	0.642	0.391	60.90
27	1.561	0.939	60.15
28	0.854	0.539	63.11
29	3.531	1.500	42.48
30	4.966	2.710	54.57
31	2.316	1.170	50.52
32	2.399	1.662	69.28
33	0.068	0.034	50.15
34	0.112	0.033	29.39
35	0.550	0.265	48.18
36	0.123	0.066	53.48
37	0.054	0.030	55.76
38	0.267	0.117	43.89
39	0.272	0.166	60.96
40	0.757	0.175	23.12
41	0.180	0.113	62.64
42	0.213	0.054	25.41
43	0.193	0.127	65.84
44	0.116	0.042	36.18
45	0.541	0.151	27.91
46	0.122	0.050	41.02
47	0.177	0.113	63.84
48	0.109	0.066	60.66
49	0.372	0.147	39.55
50	0.316	0.179	56.74
51	0.176	0.055	31.34
52	0.091	0.052	57.27
53	0.484	0.370	76.51
54	0.761	0.501	65.83
55	4.245	2.912	68.60
56	2.664	1.507	56.57

Πίνακας 4.4.1. Αποτελέσματα του Παράγοντα Ασυμμετρίας για τις 56 λεκάνες της περιοχής μελέτης.

Οι λεκάνες 10, 11, 20, 30, 31, 33 και 35-37, είναι συμμετρικές, ενώ στις λεκάνες 2, 3, 5-9, 12, 13, 18, 21, 22, 24, 29, 34, 38, 40, 42, 44-46, 49 και 51 παρατηρείται μια περιστροφή προς τα δεξιά του κύριου ρέματος. Περιστροφή προς τα αριστερά του κύριου ρέματος παρατηρείται στις λεκάνες 1, 4, 14-17, 19, 23, 25-28, 32, 39, 41, 43, 47, 48, 50 και 52-56. Η περιστροφή των λεκανών πιθανώς οφείλεται στην επίδραση των ρηγμάτων, τα οποία είτε ανυψώνουν είτε ταπεινώνουν τα αντίστοιχα τεμάχη (ανερχόμενο και κατερχόμενο) της ρηξιγενούς ζώνης.





Σχήμα 4.4.4. Χάρτης αποτελεσμάτων του υπολογισμού του παράγοντα ασυμμετρίας των λεκανών απορροής.

4.4.3 <u>Υψομετρικό Ολοκλήρωμα (Hypsometric Integral)</u>

Το υψομετρικό ολοκλήρωμα, ως μαθηματική έκφραση, είναι το εμβαδό της υψομετρικής καμπύλης. Μπορεί να υπολογιστεί όμως και από τον τύπο (Strahler 1952, Pike & Wilson 1971, Mayer 1990, Keller & Pinter 1996, 2003):

Ηί= (μέσο υψόμετρο - ελάχιστο υψόμετρο) / (μέγιστο υψόμετρο - ελάχιστο υψόμετρο)

Οι υψηλές τιμές του ολοκληρώματος αντιπροσωπεύουν υψηλή τοπογραφία σε σχέση με τη μέση τιμή υψομέτρου 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 (πίνακας 4.4.2. και σχήμα 4.4.5.). 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 περεταίρω αλλαγές στη τιμή του ολοκληρώματος. Άρα λοιπόν, έμμεσα μπορεί να γίνει διαχωρισμός τεκτονικά ενεργών και ανενεργών περιοχών.

Αριθμός Λεκάνης	Ελάχιστο υψόμετρο	Μέγιστο υψόμετρο	Μέσο υψόμετρο	Τιμή υψομετρικού ολοκληρώματος (επί τις
0	4.4	447	64	%)
0	11	117	61	47.1%
1	20	217	130	56.1%
2	20	430	176	38.0%
3	15	98	56	50.0%
4	15	122	85	65.6%
5	14	155	97	59.0%
6	16	170	109	60.5%
7	12	140	88	59.2%
8	6	40	25	54.7%
9	7	36	22	51.2%
10	6	43	25	49.7%
11	11	202	141	67.9%
12	14	443	179	38.4%
13	13	46	28	43.9%
14	8	443	188	41.4%
15	36	167	88	39.2%
16	11	202	89	40.7%
17	60	165	100	38.0%
18	60	202	112	36.3%
19	4	346	91	25.4%
20	36	349	107	22.6%
21	8	249	91	34.5%
22	32	162	78	35.9%
23	15	96	47	39.3%
24	35	202	97	36.8%
25	6	203	76	35.7%
26	57	356	163	35.4%
27	11	404	190	45.5%
28	76	421	280	59.2%
29	31	422	259	58.4%
30	21	442	262	57.3%
31	91	352	224	50.9%
32	17	322	96	25.8%

33	26	142	63	32.0%
34	30	148	91	51.1%
35	43	181	108	47.2%
36	26	162	84	42.9%
37	51	163	106	49.5%
38	28	203	114	49.2%
39	32	207	139	60.9%
40	29	313	155	44.1%
41	61	312	210	59.3%
42	10	124	68	50.7%
43	24	293	163	51.6%
44	16	160	79	43.8%
45	27	312	182	54.3%
46	16	129	70	47.7%
47	17	219	104	42.7%
48	45	252	128	39.7%
49	53	313	212	61.1%
50	46	324	196	53.7%
51	32	282	151	47.3%
52	35	219	85	27.2%
53	153	327	275	69.8%
54	74	263	160	45.2%
55	39	405	218	48.8%
56	38	362	164	39.0%

Πίνακας 4.4.2. Αποτελέσματα του Υψομετρικού Ολοκληρώματος για τις 57 λεκάνες της περιοχής μελέτης.

Σύμφωνα με τα παραπάνω αποτελέσματα παρατηρούμε ότι οι λεκάνες 4-7, 11, 39, 49, 53 βρίσκονται στο 'στάδιο της Νεότητας'. Στο 'στάδιο της ωριμότητας' βρίσκονται οι λεκάνες απορροής 1-3, 8-10, 12-18, 21-31, 34-38, 40-48, 50, 51, 54-56. Τέλος στο 'στάδιο του γήρατος' βρίσκονται οι λεκάνες 19, 20, 32, 33, 52. Μεγάλες τιμές του υψομετρικού δείκτη εμφανίζονται στις μικρές λεκάνες πίσω από το κανονικό ρήγμα fa9 και ανάμεσα στα ρήγματα fa9 και fa4, δείχνοντας έντονη διάβρωση του υδρογραφικού δικτύου σε αυτές.



Σχήμα 4.4.5. Χάρτης αποτελεσμάτων του υπολογισμού του Υψομετρικού Ολοκληρώματος, για κάθε λεκάνη απορροής.

4.4.4 Δαντέλωση στους πρόποδες βουνών (Mountain – front Sinuosity)

Ο δείκτης της δαντέλωσης αντιπροσωπεύει την σχέση μεταξύ της διάβρωσης και των τεκτονικών δυνάμεων. Όταν τα ρήγματα είναι ενεργά, το ανάγλυφο στους πρόποδες των βουνών παρουσιάζεται ευθύγραμμο και αρκετά επίπεδο χωρίς ιδιαίτερες ανωμαλίες. Αυτό φαίνεται στους τοπογραφικούς χάρτες εύκολα, όταν οι ισοϋψείς είναι αρκετά ευθύγραμμες δημιουργώντας μια ομαλή επιφάνεια. Μετά τη δραστηριοποίηση του ρήγματος όμως, η διάβρωση αρχίζει να διαβρώνει το ομαλό πρανές που έχει δημιουργηθεί, σχηματίζοντας συνήθως μικρές εγκάρσιες κοιλάδες. Η ευθύγραμμη μορφή, λοιπόν, 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 1977, 1978, Keller & Pinter 1996, 2003):

$$S=\frac{L}{l},$$

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 (σχήμα 4.4.6.). Οι μετρήσεις είναι πιο ακριβείς όταν χρησιμοποιούνται χάρτες μεγάλης κλίμακας.

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.



Σχήμα 4.4.6. Απεικόνιση του τρόπου υπολογισμού της δαντέλωσης στους πρόποδες βουνών (Keller & Pinter 1996 τροποποιημένο από Παυλίδης 2003).

Η μέτρηση της δαντέλωσης στην υπό μελέτη περιοχή δεν ήταν εφικτή σε όλα τα ρήγματα εξαιτίας της θέσης τους (μακριά από πρόποδες βουνών, δεν ακολουθούσαν κάποια ισοϋψή). Έτσι έγινε μέτρηση του δείκτη δαντέλωσης σε ορισμένα ρήγματα της περιοχής μελέτης (όπου και ήταν εφικτό) και σε μερικές περιπτώσεις σε τμήματα των ρηγμάτων. Τα αποτελέσματα φαίνονται στο σχήμα 4.4.7. Όλα τα ρήγματα δίνουν τιμές του δείκτη από 1.12 – 1.56 και μπορούν να χαρακτηριστούν ενεργά, εκτός από το ρήγμα fal που δίνει τιμή 1.68 και χαρακτηρίζεται λιγότερο ενεργό.



Σχήμα 4.4.7. Χάρτης της περιοχής μελέτης που απεικονίζει τα ρήγματα, τις τιμές του δείκτη δαντέλωσης και το υδρογραφικό δίκτυο. Με κίτρινες γραμμές φαίνονται οι ισοϋψείς που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή του δείκτη δαντέλωσης.

4.4.5 Λόγος πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Ratio of Valley – Floor Width to Valley Height)

Ο δείκτης αυτός προκύπτει από τη δημιουργία τοπογραφικής τομής εγκάρσια στο μήκος ενός ποταμού ή ρέματος (σχήμα 4.4.8.) και από τον υπολογισμό της σχέσης (Bull 1977, 1978, Keller & Pinter 1996, 2003) :

$$V_{\rm f} = \frac{211}{(h_1 - h_3) + (h_2 - h_3)},$$

όπου Π είναι το πλάτος της κοιλάδας, h_1 , h_2 τα υψόμετρα του υδροκρίτη εκατέρωθεν της κοίτης και h_1 η τοπογραφική διαφορά της κοιλάδας.



Σχήμα 4.4.8. Αριστερά: παράδειγμα τοπογραφικού χάρτη βαθειάς κοιλάδας με τη θέση μιας εγκάρσιας τομής. Δεξιά: τοπογραφική τομή AB. (Keller & Pinter 1996 τροποποιημένο από Παυλίδης 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 (Ramirez – Herrera, 1998). Τα αποτελέσματα του υπολογισμού παρουσιάζονται στα σχήματα 4.4.9 & 4.4.10 και στο πίνακα 4.4.3. Χαρακτηριστικό είναι ότι παρουσιάζουν σχετικά χαμηλές τιμές (<1) που δείχνει την έντονη κατά βάθος διάβρωση των ρεμάτων στο ανερχόμενο τέμαχος.



Σχήμα 4.4.9. Κατανομή του δείκτη Vf κατά μήκος των ρηγμάτων fa3 & fa2.



Σχήμα 4.4.10. Κατανομή του δείκτη Vf κατά μήκος των ρηγμάτων fa6, fa7, fa9 & fa4.

Αριθμός μέτρησης	Πλάτος κοιλάδας (Π)	Υψόμετρο αριστερού υδροκρίτη (h1)	Υψόμετρο δεξιού υδροκρίτη (h2)	Τοπογραφική διαφορά κοιλάδας (h3)	Vf (2∏)/((h1-h3)+(h2- h3))	Απόσταση (km)
1	8	85	98	78	0.59	0.56
2	9	115	111	95	0.50	1.3
3	7	135	140	125	0.56	1.5
4	11	159	165	137	0.44	2.1
5	11	305	295	265	0.31	3.5
6	9	295	310	271	0.29	3.7
7	15	196	168	101	0.19	5.1
8	6	152	141	128	0.32	5.5
9	7	142	138	116	0.29	6.4
10	6	78	95	58	0.21	7.1
11	12	64	58	37	0.50	0.07
12	4	60	53	49	0.53	0.6
13	5	65	76	54	0.30	0.8
14	3	85	81	70	0.23	1.4
15	6	71	78	62	0.48	1.8
16	5	78	110	54	0.13	2.3
17	11	45	30	26	0.96	3.3
18	5	50	59	36	0.27	3.5
19	6	61	59	48	0.50	3.9
20	5	100	85	45	0.11	4.2
21	7	62	69	56	0.74	4.4
22	7	25	42	30	2.00	6.1
23	2	21	19	17	0.67	6.3
24	3	20	22	18	1.00	6.5
25	3	18	19	16	1.20	6.7
26	5	17	18	12	0.91	7.1
27	4	19	18	14	0.89	7.5

Πίνακας 4.4.3. Αποτελέσματα του δείκτη του λόγου πλάτους κοιλάδας προς ύψος (Vf).

<u>5. Σεισμοτεκτονική</u>

5.1 Ιστορικοί Σεισμοί στην ευρύτερη περιοχή

Ο Ελληνικός χώρος αποτελεί μια περιοχή έντονης και ισχυρής σεισμικής δραστηριότητας. Το μεγαλύτερο μέρος αυτής επικεντρώνεται κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, στον Κορινθιακό Κόλπο και στο Βόρειο Αιγαίο, με σημαντική δραστηριότητα και στο σύνολο του υπόλοιπου χώρου. Η περιοχή της Λέσβου εμφανίζει μια μέτρια έως χαμηλή ενόργανη σεισμικότητα τα τελευταία 100 έτη (Σχήμα 5.1.), με σημαντικότερο το σεισμό του 1981 στα ΔΝΔ της Λέσβου, ο οποίος είχε σοβαρές επιπτώσεις στο νησί. Ο καταστρεπτικότερος όμως σεισμός στη Λέσβο, ήταν αυτός του 1867 με επίκεντρο το χωριό Κουλουμιδάδος.

Στη συνέχεια δίνεται μια συνοπτική περιγραφή των ιστορικών σεισμών που αναφέρονται για την περιοχή της Λέσβου (Μαραβελάκης 1938, Παπαζάχος & Παπαζάχου 2002):

231 π.Χ., Πύρρα (σημερινή Αχλαδερή)

Ο Στράβων αναφέρει ότι η πόλη της Πύρρας καταστράφηκε και σύμφωνα με τον Πλίνιο αυτή καταποντίστηκε στη θάλασσα. Μερικοί από τους νεότερους συγγραφείς, σχολιάζοντας αυτή την καταστροφή, πιστεύουν ότι αυτή προκλήθηκε από κάποιο σεισμό.

1383, 6 Αυγούστου, Μυτιλήνη

Πληροφορίες για αυτό το σεισμό δίνονται σε κώδικα της Αγίας Μονής της Άνδρου. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν αρκετοί μικρότεροι, οι οποίοι δεν προκάλεσαν σοβαρές ζημιές. Ο κύριος σεισμός κατέστρεψε την Μυτιλήνη και σκότωσε τους περισσότερους κατοίκους της πόλης. Ο ηγέμονας της Μυτιλήνης Φραγκίσκος Γατελούζιος θάφτηκε κάτω από τα ερείπια μαζί με τη σύζυγο του και τους δυο γιούς του. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν για μεγάλο διάστημα και ολοκλήρωσαν την καταστροφή.

1636, 27 Φεβρουαρίου, Λέσβος

Σε ενθύμηση του μοναχού της μονής Λειμώνος Λέσβου, αναφέρεται ότι έγινε μεγάλος σεισμός που κατέστρεψε σπίτια και κατατρόμαξε τους κατοίκους.

1845, 11 Οκτωβρίου, Λισβόρι

Στα χαράματα της $9^{\eta\varsigma}$ Οκτωβρίου έγιναν δύο ελαφρές δονήσεις στη Μυτιλήνη. Την ίδια και την επόμενη μέρα οι δονήσεις συνεχίστηκαν. Στις 11 Οκτωβρίου έγινε μία δόνηση αρκετά ισχυρή. Αργότερα, έγινε μία ισχυρότερη, που ακολουθήθηκε από μία τρίτη εξαιρετικά βίαιη. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν για περίπου ένα χρόνο και οι μεγαλύτεροι ήταν αυτοί που έγιναν στις 12, 13 και 23 Οκτωβρίου. Τη νύχτα από τις 14 προς 15 Οκτωβρίου πελώριοι βράχοι κατρακύλησαν από το βουνό κοντά στο χωριό Βρυσά και καταπλακώθηκαν 60 σπίτια και μια γυναίκα σκοτώθηκε. Στο χωριό Ακράσιο 9 σπίτια κατέρρευσαν. Στην Αγιάσο, η εκκλησία και μερικά σπίτια ρηγματώθηκαν και ένας σημαντικός όγκος βράχων κατρακύλησε από το βουνό Όλυμπος. Στο Πλωμάρι 8 σπίτια εντελώς κατέρρευσαν, 40 σπίτια έπαθαν βλάβες και 25 μαγαζια βλάφτηκαν. Στο Βιβάρι πολλά σπίτια και η εκκλησία σχεδόν κατέρρευσαν. Στο Λισβόρι, το οποίο είχε 70 – 80 σπίτια, μόνο δύο έμειναν όρθια. Παρατηρήθηκε στο ύπαιθρο θαλασσινό νερό εκεί όπου δεν είχε δει κανένας προηγούμενα. Τέλος οι μεταλλικές πηγές, που είχαν στερέψει για μερικές εβδομάδες, μετά τον σεισμό έβγαλαν άφθονο νερό με έντονη τη μυρωδιά θειαφιού.





1865, 23 Ιουλίου, Μόλυβος

Στο Μόλυβο τα περισσότερα σπίτια κατέρρευσαν. Στα γειτονικά χωριά καταστράφηκαν 100 σπίτια και πολλά άτομα σκοτώθηκαν. Η περιοχή των καταστροφών εκτείνονταν από το ακρωτήρι Μάμας μέχρι τον Αχυρώνα (Καλλονή). Ήταν πολύ ισχυρός στα Δαρδανέλια, στην Καλλίπολη και σε άλλα μέρη του Ελλήσποντου καθώς επίσης στη Ραιδεστό και την Κωνσταντινούπολη. Ακόμη έγινε αισθητός και στη Σμύρνη.

1867, 7 Μαρτίου, Κουλουμιδάδος (σημερινή Νάπη)

Ήταν ένας από τους καταστρεπτικότερους και μεγαλύτερους σεισμούς στη Λέσβο. Το μέγεθος του ήταν Ms = 6.8. Με βάση ιστορικά χειρόγραφα το επίκεντρο αυτού του σεισμού θεωρείται ότι βρίσκεται στο κεντρικό μέρος του νησιού, βόρεια του κόλπου της Καλλονής και ανάμεσα στα χωριά Καλλονή, Αγία Παρασκευή και Νάπη. Εικοσιπέντε σεισμικές δονήσεις έγιναν το μοιραίο βράδυ και κατέστρεψαν την Μυτιλήνη και πολλά χωριά της Λέσβου. Στην πρωτεύουσα καταστράφηκαν 2498 και βλάφτηκαν 3122 σπίτια, ενώ στην ύπαιθρο καταστράφηκαν 2248 και βλάφτηκαν 2407 σπίτια. Σκοτώθηκαν συνολικά 550 άτομα και τραυματίστηκαν 816. Τις μεγαλύτερες ζημιές έπαθε ο Κουλουμιδάδος, που καταστράφηκε ολοκληρωτικά, και ο Αφάλωνας, γιατί μετά το σεισμό πυρκαγιά αποτελείωσε ότι έμεινε όρθιο. Από τα 70 γωρία του νησιού μόνο 5 ή 6 δεν έπαθαν βλάβες. Εκτός από την πρωτεύουσα καταστράφηκαν και τα χωριά Μόλυβος, Πέτρα, Μονή Λειμώνος, Καλλονή και Παράκοιλα. Διαρρήξεις του εδάφους παρατηρήθηκαν σε διάφορα μέρη του νησιού αλλά η σημαντικότερη ήταν αυτή που άρχιζε από τον κόλπο της Καλλονής μέχρι την Αγία Παρασκευή, με μήκος μέχρι 7 χλμ. και πλάτος περίπου 1 μ. με διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ και πιθανώς να ήταν το επιφανειακό ίγνος του ρήγματος (Papazachos and Papazachou, 1997). Παρατηρήθηκαν επίσης φαινόμενα ρευστοποίησης και κατολισθήσεις του εδάφους. Ο σεισμός έγινε αισθητός και σε πολλές πόλεις της δυτικής Μικράς Ασίας και σε μερικές από αυτές προκάλεσε και βλάβες. Οι μετασεισμικές δονήσεις κράτησαν μέχρι και το Μάρτιο του 1968 και ορισμένες από αυτές έγιναν αισθητές στη Χίο και στη Σμύρνη.

1889, 25 Οκτωβρίου, Χύδηρα

Ο σεισμός κατέστρεψε στο δυτικό τμήμα της Λέσβου τα χωριά Χύδηρα, Ερεσσό, Άγρα, Τζίθρα και Βατούσα. Σοβαρές βλάβες προκλήθηκαν στο Σίγρι, Μεσότοπο και Μυτιλήνη. Στη Σκάλα Ερεσσού καταστράφηκαν πολλά αγροτικά σπίτια από κατάρρευση βράχων. Συνολικά 1800 σπίτια καταστράφηκαν ή κατέστησαν ακατοίκητα και σκοτώθηκαν 36 άτομα και πολλά ζώα. Ένας ισχυρός μετασεισμός στις 21 Νοεμβρίου συμπλήρωσε την καταστροφή στη Βατούσα.

1981, 19 Δεκεμβρίου, ΔΝΔ της Λέσβου (39.2°N, 25.2°E)

Πρόκειται για μεγάλο σεισμό του βορείου Αιγαίου (Ms = 7.2), του οποίου το επίκεντρο βρίσκεται δυτικά των ακτών της Λέσβου. Προκάλεσε μερικές βλάβες στη Λέσβο και κυρίως στα χωριά Ίππειο και Πάμφυλα όπου κατέρρευσαν 7 σπίτια και έπαθαν ρωγμές 236 σπίτια. Ακολουθήθηκε από μετασεισμούς ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 27 Δεκεμβρίου. Σύμφωνα με τους Papazachos et al.(1984), το ρήγμα που έδωσε το σεισμό είναι δεξιόστροφο οριζόντιας μετατόπισης ρήγμα, με κανονική συνιστώσα και διεύθυνση BA – NΔ.



Σχήμα 5.2. Ισόσειστες καμπύλες που δείχνουν την ένταση του σεισμού στις 7/3/1867 γύρω από το επίκεντρο, σε κλίμακα Mercalli. (Papazachos et al., 1997).

5.2 Εκτίμηση σεισμικού δυναμικού των ρηγμάτων της περιοχής μελέτης

Προκειμένου να υπολογιστεί το σεισμικό δυναμικό των ρηγμάτων για την περιοχή μελέτης, χρησιμοποιήθηκαν τα επιφανειακά μήκη ρηγμάτων όπως αυτά καταγράφηκαν κατά την εκπόνηση της παρούσας εργασίας. Η ύπαρξη εμπειρικών σχέσεων που συνδέουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος, μας επιτρέπουν την εκτίμηση του γνωρίζοντας τις διαστάσεις του ρήγματος.

Wells & Coppersmith (1994)	$Mw = 4,86 + 1,32\log(SRL)$
Ambraseys & Jackson (1998)	$Ms = 5,13 + 1,14\log(L)$
Pavlides & Caputo (2004)	$Ms = 0.9\log(SRL) + 5.48$

Πίνακας 7.1. Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μεγέθους σεισμού και μήκους ρήγματος, όπου Mw=μέγεθος ροπής, Ms=επιφανειακό μέγεθος, SRL=μήκος επιφανειακής διάρρηξης (σε km) και L=μήκος ρήγματος (σε km).

Οι τιμές του εκτιμώμενου μήκους των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής χρησιμοποιήθηκαν για να εξαχθούν από τους παραπάνω τύπους τα μεγέθη σεισμού που μπορεί να δώσει το καθένα. Για πιο λεπτομερή προσέγγιση χρησιμοποιήθηκαν και οι αντίστοιχες σχέσεις που δίνουν το ανώτερο και κατώτερο εύρος τιμών, που δίνονται στον παρακάτω πίνακα:

8/6/2010

Πίνακας 7.2. Ανώτερο και κατώτερο όριο τιμών των εμπειρικών σχέσεων, όπου Μw=μέγεθος ροπής, Ms=επιφανειακό μέγεθος, SRL=μήκος επιφανειακής διάρρηξης (σε km), L=μήκος ρήγματος (σε km), I=κατώτερο όριο και u=ανώτερο όριο τιμών.

Wells & Coppersmith (1994)	$Mw = 4,52 + 1,06\log(SRL)(1)$
	$Mw = 5,2 + 1,58\log(SRL)$ (u)
Pavlides & Caputo (2004)	Ms = 1,42log(SRL) + 4,36(l)
	$Ms = 1,21\log(SRL) + 5,48$ (u)

Πίνακας	7.3.	Θεωρητικά	αναμενόμενες	τιμές	για	то	μέγιστο	μέγεθος	σεισμού	(M),	για	тα
ρήγματα ·	της π	ιεριοχής μελ	έτης, με βάση τ	ο μήκ	ος τι	υv	ρηγμάτω	v.				

Ρήγματα (ζώνες ρηγμάτων)	Μήκος (km)	Wells & Coppersmith 94			Ambraseys & Jackson 98	Pavlides & Caputo 04		
		1	m	u	m	I	m	u
fa1	3	5.0	5.5	6.0	5.7	5.0	5.9	6.1
fa2	6	5.3	5.9	6.4	6.0	5.5	6.2	6.4
fa4	3.5	5.1	5.6	6.1	5.8	5.1	6.0	6.1
fa10	4.6	5.2	5.7	6.2	5.9	5.3	6.1	6.3
Ζώνη fa2 + fa3	9	5.5	6.1	7	6.2	6	6.3	7
Zώνη fa4 + fa9 + fa10	10	5.6	6.2	7	6.3	6	6.4	7

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά, συμπεραίνεται ότι τα ρήγματα της περιοχής έχουν τη δυνατότητα να δώσουν σεισμούς μεγέθους Ms = 5.7 - 6.3 (με βάση τις εμπειρικές σχέσεις των Ambraseys & Jackson, που χρησιμοποιούν δεδομένα από τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο). Το μεγαλύτερο σεισμικό δυναμικό εμφανίζει η ζώνη ρηγμάτων 'fa4 + fa9 + fa10', με μήκος 10km, που είναι και η μεγαλύτερη ζώνη ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης. Το μεγαλύτερο ρήγμα στην περιοχή είναι το fa2, με μήκος 6km και σεισμικό δυναμικό Ms = 6.0.

6. Συμπεράσματα

Η αναγνώριση και καταγραφή των τεκτονικών δομών στη περιοχή του κόλπου Γέρας της νήσου Λέσβου επιτεύχθηκε με τη νεοτεκτονική χαρτογράφηση (έρευνα πεδίου). Η τεκτονική και μορφοτεκτονική ανάλυση που ακολούθησε βοήθησε στην επιβεβαίωση των υπαίθριων παρατηρήσεων και στην κατανόηση των τεκτονικών κινήσεων. Σημαντικό ρόλο στην έρευνα είχε και η χρήση τοπογραφικών χαρτών, λεπτομερών ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου, δορυφορικών εικόνων και αεροφωτογραφιών.

Με την νεοτεκτονική χαρτογράφηση εντοπίστηκε στην περιοχή μελέτης μία νεοτεκτονική ρηξιγενής ζώνη που αποτελείται από κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα, γενικής διεύθυνσης $B\Delta - NA$ και $\Delta - A$.

Η τεκτονική ανάλυση, που έγινε με βάση τα δεδομένα που πάρθηκαν κατά τη διάρκεια της νεοτεκτονικής χαρτογράφησης, έδειξε ότι τα ρήγματα της ρηξιγενούς ζώνης έδρασαν σε δύο ξεχωριστές τεκτονικές φάσεις. Η πρώτη τεκτοφάση λειτούργησε από το Άνω Μειόκαινο – Κάτω Πλειστόκαινο, με διεύθυνση εφελκυσμού BA – NΔ. Η δεύτερη τεκτονική φάση λειτούργησε κατά τη διάρκεια του Πλειστοκαίνου και το Ολόκαινο, με διεύθυνση εφελκυσμού BBΔ - NNA. Και οι δύο τεκτοφάσεις μπορούν να χαρακτηριστούν ως νεοτεκτονικές, ενώ η δεύτερη τεκτοφάση (η οποία επαναδραστηριοποίησε τεκτονικές δομές της πρώτης) μπορεί να θεωρηθεί η ενεργός για την περιοχή.

Με βάση το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, κατασκευάστηκαν τομές κάθετα στα ρήγματα, προκειμένου να εξαχθούν στοιχεία για το μορφολογικό πρανές τους. Επίσης κατασκευάστηκαν προφίλ κλίσεων του μορφολογικού πρανούς κατά μήκος των ρηγμάτων, με βάση τον χάρτη κλίσεων από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, με διακύμανση της μέσης τιμής της κλίσης μεταξύ 14° και 16° για τα περισσότερα. Η τιμές αυτές φαίνεται να σχετίζονται με τη λιθολογία του ανερχόμενου τεμάχους και το ρυθμό ανύψωσης του (uplift rate).

Τα αποτελέσματα από την μορφοτεκτονική ανάλυση (μορφοτεκτονικοί δείκτες) των ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης, επιβεβαίωσε την ενεργότητα τους (νεοτεκτονική δράση), και την πρόσφατη (Πλειό – Τεταρτογενής) δραστηριοποίηση τους, που δημιούργησε τις τεκτονικές δομές που παρατηρούνται σήμερα. Οι τιμές του δείκτη δαντέλωσης κυμαίνονται από 1.1 – 1.6 και τα χαρακτηρίζουν ενεργά ρήγματα, αν και δεν συνδέονται με κάποιο γνωστό σεισμό.

Τα αποτελέσματα από τη χρήση εμπειρικών σχέσεων συσχέτισης του μεγέθους σεισμού με το μήκος του ρήγματος, έδωσαν για τα ρήγματα της περιοχής μελέτης δυναμικό γένεσης σεισμών μεγέθους Ms = 5.7 – 6.3.

Μια μορφοτεκτονική μελέτη των νεοτεκτονικών - ενεργών ρηγμάτων σε ολόκληρη την περιοχή της νήσου Λέσβου και την ευρύτερη περιοχή, θα έδινε μια ολοκληρωμένη εικόνα για την σεισμική επικινδυνότητα της περιοχής.

Βιβλιογραφία

Angelier J. (1979) Recent Quaternary tectonics in the Hellenic Arc: examples of geological observations on land. Tectonophysics, 52, 267-275.

Angelier, J., Mechier, P., (1977). Sur une me'thode graphique de recherche des contraintes principales e'galement utilisable en tectonique et en se'ismologie: la me'thode des die`dres droits. Bull. Soc. Ge'ol. France 19, 1309–1318.

Armijo P., Meyer B., Hubert A. and Barka A. (1999) Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. Geology, 27, 267–270.

Βαλκανιώτης Σ. (2005) : Μελέτη των ενεργών ρηγμάτων της Δυτικής Θεσσαλίας. Μεταπτυχιακή διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Barka A. (1992) The North Anatolian fault zone. Ann. Tecton., 6, 164–195.

Borsi, S., G. Ferrara, F. Innocenti, and R., Mazzuoli, 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Sea (West Anatolia and Lesvos Island), Bulletin of Volcanology, 36:473–496.

Caputo, R., Caputo, M., 1988. Structural analysis: new analytical approach and applications. Ann. Tectonicae 2 (2), 84–89.

Carey, F., 1979. Recherche de directions principales de contraintes associe´es au jeu d'une population de failles. Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys. 21 (1), 57–66.

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.

Επιχειρησιακό Πρόγραμμα Βορείου Αιγαίου 2000 - 2006 Μέτρο 3,7, "Αξιοποίηση σύγχρονων μεθόδων των γεωεπιστημών στη διαχείρηση του σεισμικού κινδύνου, με έμφαση στο δομημένο περιβάλλον των νησιών του Βορείου Αιγαίου Πελάγους", τελικός δικαιούχος : Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας.

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.

Ganas A. (1997) Fault segmentation and seismic hazard assessment in the Gulf of Evia rift, central Greece. PhD thesis, The University of Reading, Reading, UK.

Gold D.R. (2004) A Comparative Study of Aerial Photographs and LIDAR Imagery for Landslide Detection in the Puget Lowland, Washington. Washington Department of Natural Resources, Division of Geology and Earth Resources, Open File Report 2004-6, 76p.

Goldsworthy M. and Jackson J. (2000) Active normal fault evolution in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns. Geological Society Journal, 157, 967–981.

Goldsworthy M., Jackson J. and Haines J. (2002) The continuity of active fault systems in Greece. Geophys. J. Int., 148, 596-618.

Hack J. T. (1973): Stream-profile analysis and stream-gradient index. U. S. Geological Servey Journal of Research, 1, 421-429

Hatzfeld D., Ziazia M., Kementzetzidou D., Hatzidimitriou P., Panagiotopoulos D., Makropoulos K., Papadimitriou P. and Deschamps A. (1999) Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian fault and their implications for continental tectonics. Geophys. J. Int., 137, 891–908.

Hecht, J., 1972. Geological Map of Lesvos Island (Plomari – Mytilene) Sheet, 1:50 000, Greek Institute of Geology and Mineral Exploration-IGME.

Hecht, J., 1973. Geological Map of Lesvos Island (Agia Paraskevi) Sheet, 1:50 000, Greek Institute of Geology and Mineral Exploration-IGME.

Hecht, J., 1974a. Geological Map of Lesvos Island (Polychnitos) Sheet, 1:50 000, Greek Institute of Geology and Mineral Exploration-IGME.

Hecht, J., 1974b. Geological Map of Lesvos Island (Mythimna) Sheet, 1:50 000, Greek Institute of Geology and Mineral Exploration-IGME.

Hecht, J., 1975. Geological Map of Lesvos Island (Eressos) Sheet, 1:50 000, Greek Institute of Geology and Mineral Exploration-IGME.

Jackson, J.A., 1994. Active tectonics of the Aegean region, Annual Reviews of Earth and Planetary Science, 22:239–271.

Jordan G. (2003) Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. Earth Surf. Process. Landforms, 28, 807–822.

Katagas, C. and Panagos, A. (1979) : Pumpellyite-actinolite and greenschist facies metamorphism in Lesvos island (Greece). Tschem. Min. Pet. Mitt. 26:235-254

Katsikatsos, G., D. Mataragas, G. Migiros, and E. Triantaphyllis, 1982. Geological study of Lesvos Island I.G.M.E (internal report), Athens.

Katsikatsos, G., G. Migiros, M. Triantaphyllis, and A. Mettos, 1986. Geological structure of the internal Hellinides (East Thessaly – southwest Macedonia, Euboea Attica Northern Cyclades Islands and Lesvos) I.G.M.E., Geology and Geophysical Research, Special issue, pp. 191–212.

Keller A. & Pinter N. (1996): Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall (ISBN 0-02-304601-5) N. Jersey, pp 377 (Second Edition 2003)

Kiratzi, A.A., 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. Geophys. J. Int. 151, 360–376.

Κοντής Ε. 1998: Λιθογεωχημική μελέτη και μεταλλογένεση μεταλλοφορίας χρυσού, αργύρου και άλλων μετάλλων της Βόρειας Λέσβου. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Kondopoulou, D., Atzemoglou, A., Pavlides, S., 1996. Paleomagnetism as a tool for testing geodynamic models in the North Aegean: convergences, controversies and a further hypothesis. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 105, 277–288.

Μαραβελάκης, Ι. Μ. (Θεσσαλονίκη 1938). 'Συμβολή εις την γνώση του ιστορικού των σεισμών της Ελλάδας και των γειτονικών αυτής χωρών εκ των ενθυμήσεων. Τυπογραφείο Κ Θεωδορίδου. Εργαστ. Ορυκτ.-Γεωλ.- Πετρολ. ΑΠΘ, 89 - 92

McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 55:217–254.

Mercier, J.L., D. Sorel, P. Vergely, and K. Simeakis, 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cainozoic, Basin Research, 2:49–71.

Mountrakis, D., E. Sapountzis, A. Kilias, G. Elleftheriadis, and G. Christofides, 1983. Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area, Canadian Journal Earth Science, 20:1673–1681.

Mountrakis, D. (1986): The Pelagonian zone in Greece: a polyphase deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of East Mediterranean. – In: Journal of geology 94: 335-347.

Mountrakis, D., E. Thomaidou, N. Zouros, and A. Kilias, 2001. Kinematic analysis and tertiary evolution of the Lesvos ophiolites and metamorphic sole (Aegean Sea, Greece), Bulletin of the Geological Society of Greece: 34(1):267–274.

Mourouzidou, O., 2001. Tectonics and stratigraphy of the Neogene deposits of Gavathas area, Lesvos. M.Sc. Thesis, University of Thessaloniki (in Greek).

Novak, I.D., and N. Soulakellis, 2000. Identifying geomorphic features using LANDSAT-5/TM data processing techniques on Lesvos, Greece, Geomorphology Journal, 34:101–109.

Novak, I.D., N. Soulakellis, and N. Zouros, 2001. Identifying former centers of volcanic activity on Lesvos Island, Greece, Geological Society of America, Abstracts with Programs, 33(6):398.

Papanikolaou, D. 1999. The Triassic ophiolites of Lesvos Island within the Cimmeride orogene event, EUG 10, Symposium D06: Inter-relations Between Paleotethys and Neotethys in Europe and Asia, 315 p.

Παπαζάχος Β. και Παπαζάχου Κ. (2002) Οι Σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 320p.

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

Papazachos, B., Papazachou, C., 1997. The Earthquakes of Greece. Ziti, Thessaloniki, 304 pp.

Papazachos, C.B., Papaioannou, Ch.A., Papazachos, B.C., Savvaidis, A.S., 1997. Atlas of Isoseismal Maps for Strong Shallow Earthquakes in Greece and Surrounding Area (426 BC–1995). Geoph. Lab. Publ. No. 4, University of Thessaloniki, Ziti Editions, 176 pp.

Papazachos C., Kiratzi A., Papazachos B.C. (1992): Rates of active crustal deformation in the Aegean and the surrounding area. J. Geodynamics 16 (3), 147–179

Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Voidomatis, Ph.S. and Papaioannou, Ch.A. (1984) : A study of the December 1981 – January 1982 seismic activity in Northern Aegean Sea. Bull. Geof. Teor. Appl., 26, 101 – 113.

Παυλίδης Σ. (2003): Γεωλογία των Σεισμών. University Studio Press, Θεσσαλονίκη.

Pavlides S. and Caputo R. (2004) Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. Tectonophysics 380, 159–188.

Pavlides, S., Mountrakis, D., Kilias, A., Tranos, M., 1990. The role of strikeslip movements in the extensional area of northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. Ann. Tectonicae IV V4 (2), 196–211.

Pe-Piper, G., 1980a. Geochemistry of Miocene shoshonites, Lesvos, Greece. Contrib. Mineral. Petrol. 72, 387–396. Berlin.

Pe-Piper, G., 1980b. The Cenozoic volcanic sequence of Lesvos, Greece. Z. Dtsch. Geol. Ges. 131, 889–901.

Pe-Piper, G., and D.J.W. Piper, 2002. The Igneous Rocks of Greece: The Anatomy of an Orogen, Berlin-Stuttgart, Gebrüder Borntraeger, 573 p.

Pe-Piper, G., and D.J.W. Piper, 1993. Revised stratigraphy of the Miocene volcanic rocks of Lesvos, Greece, Neues Jahrbuch Geologie und Palaeontologie Munchen, 2:97–110.

Pe-Piper, G., Piper, J.W., 1992. Geochemical variation with time in the Cenozoic high-K volcanic rocks of the island of Lesbos, Greece: significance for shoshonite petrogenesis. Journal of Volcanology and Geothermal Research 53, 371–387.

Pe-Piper, G. 1978. Cainozoic Volcanic Rocks of Lesvos Island, Ph.D. Thesis, University of Patras, 365 p.

Peakall J., Leeder M., Best J., Ashworth P. (2000): River response to lateral ground tilting: a synthesis and some implications for the modelling of alluvial architecture in extensional basins. Basin Research 12, 413–424

Pike R. J. & Wilson S. E. (1971): Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. Geological Society of America Bulletin, 82, 1079-1083

Ramirez-Herrera, M.T. (1998) Geomorphic Assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. Earth Surface Processes and Landforms, 23, 317–332.

Reilinger, R., N. Toksoz, S. McClusky, and A. Barka, 2000. Izmit-Turkey earthquake was no surprise, GSA Today, 10(1):1–6.

Schlische R.W. and Anders M.H. (1996) Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. In: Beratan, K.K. (ed) Reconstructing the History of Basin and Range Extension Using Sedimentology and Stratigraphy: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Publication 303, p. 183-203.

Schwartz D.P. and Coppersmith K.J. (1986) Seismic hazards: new trends in analysis using geologic data. In: Wallace R.E. (ed.) Active Tectonics: Studies in Geophysics. Natl. Acad. Press, Washington D.C., 245p.

Σερελής Κ. (1995) : Έρευνα των οφιολίθων της ν. Λέσβου. Διδακτορική διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Σπόρας Σ. (2005) : Μορφοτεκτονική ανάλυση με χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών (GIS) των νεοτεκτονικών και ενεργών ρηγμάτων της Βοιωτίας. Μεταπτυχιακή διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Smith A.D. (1994): Late Quaternary tectonics, sedimentation and sea-level changes in the north Aegean region. PhD thesis, University of Cambridge, Cambridge, p. 202

Stewart I.S. and Hancock P.L. (1991) Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. J. Struct. Geol., 13(2), 191-204.

Strahler A. N. (1952) : Hypsometric (area-altitude curve) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin, 63, 1117-1141

Τρανός Μ., 1998. «Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο της κεντρικής Μακεδονίας και του βόρειου Αιγαίου», Διδ. Διατριβή, Θεσσαλονίκη.

Τσώλη – Καταγά, Π. (1979) : Γεωλογική, ορυκτολογική και γεωχημική μελέτη των καολινών της Λέσβου. Διδακτορική διατριβή. Πανεπιστήμιο Πάτρας.

Velitzelos, E. & N. Zouros (2000): The petrified forest of Lesvos. – Athens: Topio publications.

Wallace R.E. (1978) Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North – central Nevada. J. Research US Geol. Survey, 6(5), 637-650.

Wells D.L. and Coppersmith K.J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seism. Soc. America, 84, 974-1002.





27°0'0"E

Υπόμνημα Γεωλογίας Νήσου Λέσβου

Τεταρτογενές Ολόκαινο

Q.SW

QIS

Q.al

Q.S1

Q.s

Pl.k

PI.m

) Pì.fl

Ng.d

Ng.kl

Ng.ul

Ng.dc

Ng.ul

Υλικά αποπλύσεως κλιτύων. Κοντά στα χωριά Χάλικα, Βαλτζίκη, Βαφιού και δυτικά του Πολιχνίτου. Κατολισθαίνοντα κορήματα.

Τεταρτογενές αδιαίρετο, αλουβιακές αποθέσεις και προσχωσιγενεία πεδιάδες : τεφροί και ερυθροί άργιλοι, άμμοι και λατύπες. παράκτιοι άμμοι και ποτάμιες αποθέσεις, παράλια κροκαλοπαγοί και ηπειρωτικές αποθέσεις.

Πλευρικά κορήματα και κροκαλοπαγοί : με κροκάλες σερπεντίνου, ασβεστόλιθου βασάλτη και φυλλιτών.

Πλειστόκαινο

Παλαιά πλευρικά κορήματα συγκεκολλημένα κροκαλοπαγή κροκάλες κυρίως σερπεντίνου ινγκριβίτη και ρυολιθικοί τόφοι ποτάμιοι άμμοι,πηλοί, λιμναίοι άργιλοι και χάλικες.

Νεογενές

Πλειόκαινο

Ασβεστόλιθοι γλυκών υδάτων μάργες και ψαμμίτες : λευκού χρώματος. Στα κατώτερα μέρη απαντώνται ψαμμίτες και κροκαλοπαγή. Πάχος 30-60m. Απολιθώματα : Γαστερόποδα Ελασματοβράγχια και οστρακώδη.

Μάργες και τοφφίτες : με παρελλαμβόμενους και επικείμενους ασβεστόλιθους γλυκών υδάτων, λευκού χρώματος, μερικώς πυριτιωμένοι Πάχος περίπου 120m.

Ερυθρές ποτάμιες αποθέσεις άργιλοι, άμμοι και κροκαλοπανοί με χαλίκια από φυλλίτες, χαλαζίτες πρασινοσχιστόλιθους, σερπεντίνες και ελάχιστοι εξ ιγκνιμβρίτων. Υπόκεινται των πλειοκαινικών μαργαικών σειρών και παρεμβάλονται στα κατώτερα μέροι αυτών

Μάργες και αμμώδεις ή αργιλικοί τοφφίτες : λιμναία σειρά με εναλλαγές μαργών με ανοικτότεφρες, αμμώδεις ή αργιλικούς τοφφίτες. Λευκοί, υποκίτρινοι ή ανοικτοί καστανοί ασβεστόλιθοι γλυκών υδάτων, μερικώς πυριτιωμένοι. παρενστρωμένοι στα ανώτερα μέρη. Στα κατώτερα μέροι, εις το Γαβαθά, υπάρχουν τεφροί ψαμμίτες. Στα Λάψανα, Γαβαθά και Αγία Τριάδα, κοντά στην ακτή, βορειοδυτικά της Αντίσσης, υπάρχουν λιγνιτικά στρώματα μέγιστου πάχους 60 cm, παρενεστρωμένα εντός των ασβεστολίθων και μαργών των ανώτερων μερών των ιζημάτων των γλυκών υδάτων Πάχος μέγιστο 40m.

Εκρηξιγενή ηφαιστειακά <u>πετρώματα</u> Λάβα εξ ολοκλήρου πυριτιωμένη.

Φλέβα : ρυοδακιτική ή δακιτική.

Καολινιωμένη φλέβα.

Κατώτερα μέρη της ανωτέρας μονάδος λαβών : κυρίως λατιτικά έως λατιανδεσιτικά Πάχος : πλέον των 200m.

Αδρόκοκκος φανεροδακίτης.

Ανωτέρα μονάδα λαβών ρυοδακιτικές, λατιτικές, λατιανδεσιτικές και χαλαζιακές ανδεσιτικές λάβες μικρότερης έκτασης ρυοδακιτικές λάβες. Σχηματίζουν εκτεταμένες εκχύσεις. Μαγματικά κροκαλοπαγή και λατυποπαγή, ηφαιστειακά κροκαλοπαγή και περιορισμένης εκτάσεως λαπιλλικοί τόφφοι εντός της εμφανίσεως της ανωτέρας λάβας. Καολινιωμένες ζώνες της ανωτέρας μονάδος λαβών βρίσκονται κυρίως στη βάση. Πάχος : πλέον των 400m.

NgA	Υαλώδης λάβα : ρυολ Καολινιωμένεςζώνες. Πάχος : πλέον των 200m.
Ng.pl	Περλίτης : εντός ή στα κα μέρη της υαλώδους λάβας.

Ng.pc

Ng.iv

Ng.II

Ng.ll2

Ng.b1

Ng.b

Φανερο-βασαλτικές και φανεροανδεσιτικές λάβες εντός των κατωτέρων μερών της ανωτέρας μονάδος λαβών

Μαγματικά κροκαλοπαγή, Ng.ag μαγματικά λατυποπαγή, ηφαιστειακά κροκαλοπαγή και περιωρισμένης εκτάσεως λαπιλικοί τόφφοι : εντός της ανωτέρας μονάδος λαβών

> Πυροκλαστική ένστρωση λαπιλικός τόφφος και τοφφικό λατυποπαγές, με αυξανόμενο ποσοστό εγκλεισμάτων ηφαιστειακών βομβών προς δυσμάς. Η πυροκλαστική ένστρωσης υπόκειται της ανωτέρας μονάδος λαβών και παρεμβάλλεται στα κατώτερα μέρη αυτής. Η έξοδος των πυροκλαστικών υλικών έλαβε χώρα κατα την ιζηματογένεση των Πλειοκαινικών ιζημάτων γλυκέων υδάτων. Πάχος αυξανόμενο προς δυσμάς

Φλέβες κιονοειδών μορφών λάβας.

υπερβαίνει τα 300m.

- Ιγκνιμπριτική ένστρωσης : ρυολιθική έως ρυοδακιτική, στα ανώτερα μέρη περισσότερο υαλώδης και στα κατώτερα μέρη περισσότερο τοφφιτική με χαμηλότερο βαθμό συγκολλήσεως. Πάχος : 60 - 120m.
- Ανώτατη ένστρωσης της κατωτέρας Na.II1 μονάδος λαβών : κυρίως λατιτική, εν μέρη λατιανδεσιτική έως δακιτική και ισχυρώς υδροθερμικός εξαλλοιωμένη.

Λάβα της κατωτέρας ενότητας λαβών : λατιανδεσιτική έως δακιτική. Οι εκχύσεις της λάβας διαπερνόνται από δόμους, φλέβες και κονιοειδείς μορφές λάβας.

Κατωτέρα μονάδα λαβών των περιοχών Στύψης και Βατούσας κυρίως λατιανδεσιτικές, εν μέρη ανδεσιτικές ή λατιτικές λάβες. Καολινιωμένες ζώνες της κατωτέρας μονάδας λαβών, τοπικώς πυριτιωμένες. Βασικοί λαπιλικοί τόφφοι, μαγματικό λατυποπαγές ή ηφαιστειακό κροκαλοπαγές εντός της κατωτέρας μονάδας λαβών.

Μεταπλειοκαινικοί φανερο βασάλτες.

Φανερο - βασάλτης : εν μέρη βασαλικά κροκαλοπαγή, υποκείμενα της πυροκλαστικής ενστρώσεως.

Βασάλτες και ενδιάμεσες λάβες σχηματίζουν κώνους και κορυφές, σκοτεινοχρόους, συμπαγείς, άνευ σκωρίας λάβας. Οι βασάλτες βρίσκονται, τοπικώς, επί των Πλειοκαινικών αποθέσεων γλυκέων υδάτων

Εκρηξιγενή κονιορτό και τέφρα. 171



R.ph

📕 Μάρμαρα και φυλλίτες λεπτοστρωματώδη έως συμπαγή αδρομερή μάρμαρα βαθέως κυανού έως τεφρού χρώματος. Στα μάρμαρα αυτά εμφανίζονται σχεδόν παρεμβαλλόμενοι μεταμορφωμένοι φυλλίτες(R.ph). Απολιθώματα : Μεγαλόδοντα και κοινοειδή. Ηλικία : Τριαδικό.

Μεταμορφωμένοι φυλλίτες. Ηλικία : Τριαδικό.

Μάρμαρα και σχιστόλιθοι : σειρά μαρμάρων (P-R.mr) και σχιστολίθων (P-R.sch) κυρίως τρασινοσχιστώδεις φάσεις` κυανά και τεφρά συμπαγή μάρμαρα, δολομίτες, φυλλίτες. (Μετααργιλλικοί σχιστόλιθοι, μεταψαμμίτες - μετα-κροκαλοπαγή) και πράσινοι σχιστόλιθοι. Ηλικία : Πέρμιο - Τριαδικό, κυρίως Πέρμιο.



P.R.K

Μάρμαρα και σχιστόλιθοι : σειρά μαρμάρων (P-C.mr) και χιστολίθων (P-C.sch), κυρίως στις φάσεις πρασινοσχιστολίθων αποτελούμενοι από συμπαγή μάρμαρα λευκού έως κυανού ι τεφρού χρώματος και δολομίτες Λεπτοί φακοί μαρμάρων παρενεστρωμένοι μετά των σχιστολίθων` φυλλώδη μάρμαρα με εναλλαγές ανοικτοχρόων και σκοτεινοχρόων στρωμμάτων` στο κατώτερο μέρος βιτουμενιούχα μάρμαρα` φυλλίτες και πράσινοι σχιστόλιθοι, κυρίως συμπαγείς και σε μικρά στρώμματα, πάχους μερικών μέτρων. Πάχος : πλέον των 400m.

Απολιθώματα : Τρηματοφόρα και

Βραχιονόποδα. Ηλικία : Πέρμιο - Λιθανθρακοφόρο κυρίως Πέρμιο.

Σχιστόλιθοι, κροκαλοπαγή ασβεστόλιθοι και μετα-αργιλικο σχιστόλιθοι : (P.s) σειρά **ιεταμορφωμένων ψαμμιτικώ**\ σχιστολίθων, σχιστωδών κροκαλοπαγών και φυλλιτών μεταξύ των οποίων και φυλλίτες πλούσιοι σε πορφυροβλάστες μαγνητίτη, απαντώμενοι βορείως του χωριού Σίγριον, επίσης και σε κρυσταλικούς ασβεστολίθους (mr) και πρασινοσχιστολίθους (P.s). Στα ανώτερα μέρη της σειράς παρεμβάλονται μέλανες υποκύανοι, τεφροί. ενίοτε δε υπέρυθροι, πλακώδεις περμικοί ασβεστόλιθοι (P.k), στους οποίους ανευρέθησαν τα εξής απολιθώματα ασβεστοφύκη και Τρηματοφόρα Στα ανώτατα μέρη απαντώντα λευκοί έως τεφροί, ενίοτε δε ελαφρώς υποκύανοι συμπαγεία κρυσταλικοί ασβεστόλιθοι (P-R.k), στους οποίους δεν βρέθηκαν προσδιορίσιμα απολιθώματα. Λόγω ομοιότητας με τα μάρμαρα της Μυτιλήνης, στα οποία βρέθηκαν κατα το 1965 από το Γ.Κατσικάτσου Megalodon, θεωρούνται ώς πιθανής περμικής ή τριαδικής ηλικίας.

Κρυσταλικοί ασβεστόλιθοι

Ηλικία : Ανωτ. Λιθανθρακοφόρο έως







κυανού ή μετα-τοφφίτες.

κροκαλοπαγοί` λωρίδες και μεγάλες μάζες πράσινων σχιστολίθων μικρότερης έκτασης πυριτικοί σχιστόλιθοι. Απολιθώματα : Κοράλλια και

Κωνόδοντα. Ηλικία : Λιθανθρακοφόρο, κυρίως Κατώτερο Λιθανθρακοφόρο.

Φυλλίτες : μετα-ψαμμίτες και μετααρκόζες` ελαφρώς μεταμορφωμένοι περιορισμένης έκτασης πρασινοσχιστόλιθο

Πρασινοσχιστόλιθοι : βασικοί μετατόφφοι ή μετα-τοφφίτες.

Μετα-βασάλτες : βασαλτικές προσκεφαλοειδείς λάβες, σπιλίτες τυριτικοί σχιστόλιθοι, κερατόλιθοι ραδιολαρίτες, περιορισμένης έκτασης πρασινοσχιστόλιθοι κα φυλλίτες. Μεταμόρφωση, γενικά, ελαφρώς επιζώνης` στη μία όμως, λωρίδα, πάχους περίπου 50m, κατα μήκος της κατωτέρο αναφερόμενης τεκτονισμένης ζώνης μεταμόρφωσης σχεδόν μεσοζώνης

Τεκτονισμένη ζώνη : αποσυντεθέντα βασικά και υπερβασικά πετρώματα με χαμηλή περιεκτηκότητα σε νικέλιο.

Πυρόξενος - περιδοτίτης : με διάφορο βαθμό σερπεντιώσεως. Η διείσδησεις έλαβε χώρα στο μετατριαδικό



Η σύνταξη του χάρτη έγινε με βάση τα γεωλογικά φύλλα Μήθυμνα, Αγία Παρασκευή, Πλωμάριον - Μυτιλήνη, Πολυχνίτος, Ερεσσός (κλίμακας 1:50.000, Εκδόσεις Ι.Γ.Μ.Ε.), για την περιοχή της Νήσου Λέσβου και τα γεωλογικά φύλλα Ismir, κλίμακας 1:500.000 και Ayvalik, κλίμακας 1:100.000 (Εκδόσεις Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlügü), για την περιοχή της ηπειρωτικής Τουρκίας. Επίσης χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τους χάρτες ενεργών ρηγμάτων και σεισμικότητας Περιφέρειας Βορείου Αιγαίου (Φύλλα 1 και 2), που δημιουργήθηκαν στα πλαίσια του Επιχειρησιακού Προγράμματος Βορείου Αιγαίου 2000 - 2006 Μέτρο 3,7, με τίτλο "Αξιοποίηση σύγχρονων μεθόδων των γεωεπιστημών στη διαχείρηση του σεισμικού κινδύνου, με έμφαση στο δομημένο περιβάλλον των νησιών του Βορείου Αιγαίου Πελάγους" και τελικό δικαιούχο τη Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας.

Η σύνταξη και η τεχνική επιμέλεια του χάρτη, πραγματοποιήθηκαν από το Δελόγκο Ευστράτιο, προπτυχιακό φοιτητή του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., με την πολύτιμη βοήθεια του Βαλκανιώτη Σωτήρη, υποψήφιου διδάκτορα του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Έτος Δημιουργίας, 2009.

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ