ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ

ΑΝΤΡΙΑΝΗ Π. ΒΑΡΝΑΒΑ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΓΕΡΑΣΑΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΑΡΑΚΑΠΑ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗ ΚΥΠΡΟ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2016

12/05/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΑΝΤΡΙΑΝΗ Π. ΒΑΡΝΑΒΑ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΓΕΡΑΣΑΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΑΡΑΚΑΠΑ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗ ΚΥΠΡΟ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού
Προγράμματος Σπουδών Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία
και Κλάδο Ειδίκευσης Δομή και Εξέλιξη Ιζηματογενών Λεκανών
Τομέας Τεκτονικής και Στρωματογραφίας
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 24 / 06 / 2016

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Κίλιας Αδαμάντιος, Καθηγητής του τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιβλέπων.

Παυλίδης Σπυρίδων, Καθηγητής του τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.

Χατζηπέτρος Αλέξανδρος, Επίκουρος Καθηγητής του τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.

12/05/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας N^{o}

©Αντριανή Π. Βαρνάβα, 2016

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved

«ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΑΡΑΚΑΠΑ ΚΑΙ ΤΗΣ ΓΕΡΑΣΑΣ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗ ΚΥΠΡΟ».

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

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

Περιεχόμενα

Πρόλογος – Ευχαριστίες

Περίληψη – Abstract

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ …… 10
   1.1. Περιοχή Μελέτης …… 10 - 12
   1.2. Στόχος Εργασίας ……. 13 – 15
2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ …….. 16 – 18
   2.1.Υπαίθρια Εργασία …… 19
   2.2.Επεξεργασία Δεδομένων – Δουλειά Γραφείου …… 19 - 20
3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ
   3.1.Γεωλογικές Ζώνες …… 21
      3.1.1. Ακολουθία της Κερύνειας …… 22 – 23
      3.1.2. Οφιόλιθοι του Τροόδους …….. 24 – 31
      3.1.3. Σύμπλεγμα Μαμωνιών ……. 31 – 33
      3.1.4. Ιζηματογενής Ακολουθία του Τροόδους …….. 33 – 35
4. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ ……. 36 – 38
5. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ …….... 39 – 43
6. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ……... 44
   6.1. Ανάλυση Τεκτονικού Χάρτη ……... 44 – 45
   6.2. Ανάλυση Τάσεων …… 45 - 60
7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ……... 60 – 65
8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ……... 66

Βιβλιογραφία

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

- Τεκτονικός Χάρτης της Ρηξιγενούς Ζώνης του Αρακαπά / Κλίμακα: 1: 40.000

Πρόλογος – Ευχαριστίες

Η παρούσα Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία (ΜΔΕ), μου ανατέθηκε από τη Γενική Συνέλευση Ειδικής Σύνθεσης (Γ.Σ.Ε.Σ.) με αριθμ. 217/17-07-2015, του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.). Η εκπόνηση και η συγγραφή της ΜΔΕ, πραγματοποιήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας. Η υπαίθρια εργασία, καθώς και η σειρά μετρήσεων έγιναν στην περιοχή του Δάσους της Λεμεσού, στο νησί της Κύπρου. Πιο συγκεκριμένα, κύριο θέμα της συγκεκριμένης εργασίας, είναι οι ρηξιγενείς ζώνες της Γεράσας και του Αρακαπά, οι οποίες λειτουργούν ως ένα σύστημα επηρεάζοντας αισθητά το Δάσος της Λεμεσού.

Δεν το κρύβω ότι δείλιασα αρκετές φορές, τόσο κατά τη διάρκεια της υπαίθρου όσο και κατά τη διάρκεια της συγγραφής της συγκεκριμένης εργασίας. Πριν την ανάλυση και την παρουσίαση του συνόλου της ΜΔΕ, αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω θερμά ορισμένους ανθρώπους. Χωρίς τη συνεισφορά και την στήριξη αυτών των ανθρώπων, η εκπόνηση της εργασίας, δεν θα ήταν εφικτή. Οι συγκεκριμένοι άνθρωποι, είναι πολύ σημαντικοί για εμένα, και οφείλω να τους ευχαριστήσω το καθένα τους ξεχωριστά, αν και πιστεύω, ότι οι ευχαριστίες μου θα είναι ελάχιστες, μπροστά στο σεβασμό και την εμπιστοσύνη που έδειξαν, προς το πρόσωπο μου.

Αρχικά, πρώτο από όλους, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου, Α. Κίλια, Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, που η διαμόρφωση και η ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής διατριβής, θα ήταν αδύνατη χωρίς την πολύτιμη καθοδήγηση του. Θα ήθελα να τον ευχαριστήσω από τα βάθη της καρδιάς μου, καθώς μου έδωσε την ευκαιρία να γίνω μεταπτυχιακή φοιτήτρια του και με παρότρυνε στην επιλογή του συγκεκριμένου θέματος. Με τη συνεχή ενθάρρυνση, την εμπιστοσύνη και τη στήριξη του, επιτεύχθηκε το μέγιστο δυνατό αποτέλεσμα. Ιδιαίτερα τον ευχαριστώ, για τις ατελείωτες ώρες που αφιέρωσε, καθ' όλη τη διάρκεια της έρευνας και της συγγραφή της εργασίας, καθώς επίσης για την ηθική συμπαράσταση και για τις πολύτιμες γνώσεις που μου προσέφερε, για κάθε «έμπροσθεν» μικρό βήμα μου.

Επίσης, οφείλω να εκφράσω τις ευχαριστίες μου και στα υπόλοιπα μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, τον Καθηγητή Σ. Παυλίδη, του Τμήματος Γεωλογίας, στο

Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης και τον Επίκουρο Καθηγητή Α. Χατζηπέτρο, του Τμήματος Γεωλογίας, στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. Η βοήθεια και η στήριξη τους, ήταν εξίσου σημαντική για την επίτευξη της συγκεκριμένης εργασίας. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω ξεχωριστά τον Επίκουρο Καθηγητή Α. Χατζηπέτρο, του τμήματος Γεωλογίας, στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, ο οποίος με βοήθησε με τις γνώσεις του, σε διάφορες εφαρμογές για γεωλόγους, τόσο κατά την ύπαιθρο, όσο και κατά τη συγγραφή της εργασίας.

Ξεδιπλώνοντας τις μνήμες, ο τελευταίος χρόνος ήταν αρκετά δύσκολος, μέχρι η συγκεκριμένη εργασία να φθάσει στην τελική φάση της και να ολοκληρωθεί. Πέραν από τους καθηγητές, υπήρξαν κι άλλοι άνθρωποι, οι οποίοι ήταν συνοδοιπόροι σε αυτό το μακρύ ταξίδι και θα ήθελα να τους ευχαριστήσω διπλά.

Την Δρ. Όλγα Κουκουσιούρα ευχαριστώ πολύ, η οποία μου πρόσφερε τις γνώσεις της καθ' όλη τη διάρκεια της εργασίας και φυσικά για την πολύτιμη βοήθεια της, στην επιμέλεια και τελική παρουσίαση της εργασίας.

Ευχαριστώ πολύ, την Δρ. Έφη Θωμαϊδου, που με τη σημαντική βοήθεια της, κατασκευάστηκε ο πλήρης χάρτης μου, με βάση τις πολύτιμες γνώσεις της, στα διάφορα γεωλογικά προγράμματα.

Την Δρ. Ιωάννα Συλβέστρου ευχαριστώ θερμά, για τη σημαντική βοήθεια της, στα πολλά διαγράμματα που συμπεριλήφθηκαν στο σύνολο της εργασίας, τόσο για την κατασκευή τους, όσο και για την μορφοποίηση τους.

Θα ήθελα όμως, να της ευχαριστήσω κι ως σημαντικές φίλες, Όλγα, Έφη και Ιωάννα, τόσο για την ηθική υποστήριξη τους, όσο και για τις όμορφες βραδιές ή τους υπέροχους καφέδες, που μοιραστήκαμε με άφθονο γέλιο και υπέροχες ατάκες. Ξεχωριστά όμως, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Έφη, για τη στήριξη, την αγάπη και τις ατελείωτες ώρες που μου χάρισε απλόχερα, σε ένα σημαντικό πρόβλημα υγείας.

Ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ, θα ήθελα να εκφράσω, για τη συνάδελφο, αλλά κυρίως για τη θαυμάσια φίλη μου, Αναστασία Γκεμέ, με την οποία οι μέρες της μελέτης κυλούσαν πιο όμορφα. Την ευχαριστώ για κάθε στιγμή που πέρασε μαζί μου, στηρίζοντας την προσπάθεια

μου να υπερβώ τον εαυτό μου και για την απόλυτη ενθάρρυνση της, σε στιγμές άγχους. Θα έχω να χρωστάω πολλά, σε αυτό το μοναδικό πλάσμα, το «Γκεμεδάκι» μου, που με αγκάλιασε και με εμπιστεύτηκε, κρατώντας μου το χέρι πάντα. Που σε κάθε πρόβα μου ήταν εκεί, που πολλές φορές την εκνεύριζα αλλά συνέχιζε να είναι εκεί, που ακόμη και οι πολύ πρωινοί καφέδες μας, έχουν καταντήσει αλλιώτικοι.

Επίσης, ευχαριστώ πολύ, τη συνάδελφο και πολύ καλή φίλη, Έλενα Κυριαζίδου, για την στήριξη και την ενθάρρυνση της καθ' όλη τη διάρκεια της διπλωματικής εργασίας. Με βοήθησε σε ότι κι αν της ζήτησα και γνωρίζοντας την καλύτερα, κατάλαβα τον πλούτο του χαρακτήρα της.

Σας ευχαριστώ Αναστασία και Έλενα, που μοιραστήκατε μαζί μου, δύο υπέροχα χρόνια στο μεταπτυχιακό, στα οποία συνεργαστήκαμε με απόλυτη ειλικρίνεια, χωρίς ουδέποτε να υπάρξουν γυναικείες ζήλειες. Επιπλέον, για τις υπέροχες βραδιές που περάσαμε μαζί και σε όλες αυτές που μας περιμένουν. Το μεταπτυχιακό, ήταν το έναυσμα μίας εξαίρετης φιλίας.

Θερμές ευχαριστίες στους συμφοιτητές, συνάδελφους και φίλους, Βασίλη και Αχιλλέα, για τη συνεργασία και για τις όμορφες στιγμές που περάσαμε μαζί, καθ' όλη τη διάρκεια του μεταπτυχιακού προγράμματος.

Ιδιαίτερα, θα ήθελα να ευχαριστήσω, όλες τις φίλες μου, που ενώ δεν είχαν καμία επαφή με το αντικείμενο, στάθηκαν δίπλα μου με κάθε δυνατό τρόπο. Αρχικά, ένα μεγάλο ευχαριστώ, στις φίλες μου Τζίνα Σταυρόπουλος και Αλεξάνδρα Τσώνου, που με την ψυχολογική υποστήριξη, την αγάπη και το σεβασμό τους, με έκαναν να γίνω, ακόμα πιο δυνατή και στάθηκαν συνεπιβάτισσες μου, σε αυτό το μεγάλο ταξίδι. Επίσης, τις φίλες μου, Μαρία Γεωργάκη, Ιωάννα Κωνσταντινίδη, Φανή Νεοκλέους και Σκεύη Αδάμου, που αν και ήταν στο νησί της Κύπρου, με στήριζαν καθημερινά, με μηνύματα αγάπης και ενθάρρυνσης. Επιπλέον, ευχαριστώ την Μαρία Γκεμέ, για τις κατατοπιστικές διορθώσεις και τις εξαιρετικές συμβουλές της, τόσο κατά τη συγγραφή, όσο και κατά την παρουσίαση της εργασίας.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη και το σεβασμό μου, σε όλη την οικογένεια μου, κυρίως στους γονείς μου, Παύλο και Ελένη και στην αδερφή μου Χρυσούλα, οι οποίοι υπήρξαν πάντα, ένα ανεκτίμητο στήριγμα για εμένα. Τους ευχαριστώ από τα βάθη της

καρδιάς μου, γιατί με υπομονή και επιμονή, μου προσέφεραν την απαραίτητη ηθική και συμπαράσταση που χρειαζόμουν, μέχρι να ολοκληρωθεί η ΜΔΕ. Τους οφείλω όλη τη διαδρομή των πανεπιστημιακών σπουδών μου, μέχρι σήμερα, αφού χωρίς την οικονομική κάλυψη τους, τίποτα δεν θα ήταν εφικτό. Η συγκεκριμένη εργασία, χωρίς την οικονομική στήριξη των γονέων μου, θα ήταν αδύνατο να ολοκληρωθεί, για αυτό και τους την αφιερώνω.

Περίληψη

Η οφιολιθική σειρά του Τροόδους, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό (Καμπάνιο), αναπτύχθηκε, σε ένα συγκλίνων σύστημα που μετέπειτα διανοίχθηκε, δημιουργώντας, μία ωκεάνια λεκάνη, υπο-τμήμα της Νεοτηθύος. Κατά το τέλος του Ανώτερου Κρητιδικού (Μαιστρίχτιο), παλαιότερα πετρώματα, του Συμπλέγματος των Μαμωνιών, προσκολλούνται στην οφιολιθική σειρά και στοιχίζονται δίπλα-δίπλα με αυτήν, κατά μήκος ρηγμάτων μετασχηματισμού ή οριζόντιας μετατόπισης. Η εξελικτική πορεία του νησιού, συνεχίστηκε και κατά το Ανώτερο Ολιγόκαινο – Κατώτερο Μειόκαινο, ξεκινάει η ανύψωση του νησιού. Στο τέλος του Μειόκαινου, τοποθετήθηκε και η Ακολουθία της Κερύνειας πάνω στην οφιολιθική σειρά του Τροόδους. Έπειτα, κατά την περίοδο, του Μειόκαινου – Πλειόκαινου, η ιζηματογένεση ακόμη ήταν σε εξέλιξη και στο Πλειστόκαινο το νησί της Κύπρου, δέχεται την κύρια ανύψωση του. Η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, όπως καλείται σήμερα, η οποία χαρακτηρίζεται, ως ένα «απολιθωμένο» ρήγμα μετασχηματισμού, δημιουργήθηκε ταυτόχρονα με την οφιολιθική σειρά του Τροόδους. Το «απολιθωμένο» ρήγμα μετασχηματισμού του Αρακαπά, αναπτύχθηκε με παράταξη ανατολής-δύσης, διαχωρίζοντας το σχηματισμό του Δάσους της Λεμεσού, από την υπόλοιπη οφιολιθική σειρά του Τροόδους. Κάπως έτσι, το Δάσος της Λεμεσού, οριοθετείται στο βορειότερο τμήμα του από τη ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά και στο νοτιοδυτικό τμήμα του από τη ρηξιγενή ζώνη της Γεράσας (τυπικό δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, με ανάπτυξη παράταξης ΒΔ – ΝΑ). Η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, κατά την περίοδο του Τριτογενούς, δέχθηκε μία «τεκτονική ανανέωση» και άρχισε να επιδράει στην ευρύτερη περιοχή του Δάσους της Λεμεσού, ως ένα πραγματικό αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Στη νεότερη τεκτονική της περιοχής, αναγνωρίστηκαν δύο τεκτονικά γεγονότα. Κατά το τεκτονικό γεγονός D_1, Μειοκαινικής – Πλειοκαινικής ηλικίας (Νεογενές), οι δύο αυτές ρηξιγενείς ζώνες του Αρακαπά και της Γεράσας λειτούργησαν ταυτόχρονα, ως δύο ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, δίνοντας την ώθηση στην ευρύτερη περιοχή του Δάσους της Λεμεσού, να διαφύγει πλευρικά προς τα ΝΑ. Στη συνέχεια, κατά το Πλειστόκαινο (Τεταρτογενές), η περιοχή επηρεάστηκε από έκταση, αναπτυσσόμενη κατά μήκος του άξονα Β-Ν και αναγνωρίστηκε, ένα πρόσφατο τεκτονικό γεγονός D_2, το οποίο λειτουργεί στην περιοχή μέχρι και σήμερα (Ολόκαινο). Το συγκεκριμένο τεκτονικό γεγονός,

καθίσταται, ως η σημερινή ενεργός τεκτονική. Άρα, στα τεκτονικά γεγονότα D_1 και D_2, το καθεστώς τάσης που υφίσταται, είναι οριζόντιας μετατόπισης και έκτασης, αντίστοιχα.

Abstract

The Upper Cretaceous (Campanian) ophiolite sequence of Troodos was developed in a constructive system which expanded afterwards, creating an oceanic basin. That oceanic basin was sub-segment of Neotethys. At the end of Upper Cretaceous (Maastrichtian), older rocks (Mamonia Complex) adhere to the ophiolite sequence of Troodos and are juxtaposed, along transform faults or strike-slip faults. The evolutionary process of the island continued in the Upper Oligocene-Late Miocene and at this period the uplift of the island commences. At the end of Miocene, the Range of Keryneia was emplacement of the ophiolite sequence of Troodos. Then at the period of Miocene-Pliocene the sedimentation was still in process and at the Pleistocene on the area of island of Cyprus the strong uplift took place. The Arakapas fault belt was created concurrently with the ophiolite sequence of Troodos and for that reason nowadays characterized as a "fossil" transform fault. The "fossil" transform fault of Arakapas was extended with an E-W strike, separating the formation of the Limassol Forest from the rest of the ophiolite sequence of Troodos. The Limassol Forest bounded by Arakapas fault belt at the north and Gerasas fault belt at the southwest, which is a typical dextral strike-slip fault with an NW-SE strike. At the Tertiary period, the Arakapas fault belt received a "tectonic rejuvenation" and began to effect to greater area of the Limassol Forest, as a real sinistral strike-slip fault. At the latest tectonics of the area, two tectonics events were recognized. During of the D_1, Miocene-Pliocene (Neogene) age, those two fault belts of Arakapas and Gerasas was operated simultaneously as two strike-slip faults, giving a boost of the grater area of the Limassol Forest and so that it escape to the SE. Then, during of the Pleistocene (Quaternary), the area was expanded along the N-S axis and the recent tectonic event D_2 was recognized. The tectonic event D_2 functions till nowadays (Holocene) and turns out to be the current active tectonic. Therefore, the regime stress at the D_1 and D_2 tectonic events is strike-slip and extension, respectively.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Περιοχή μελέτης

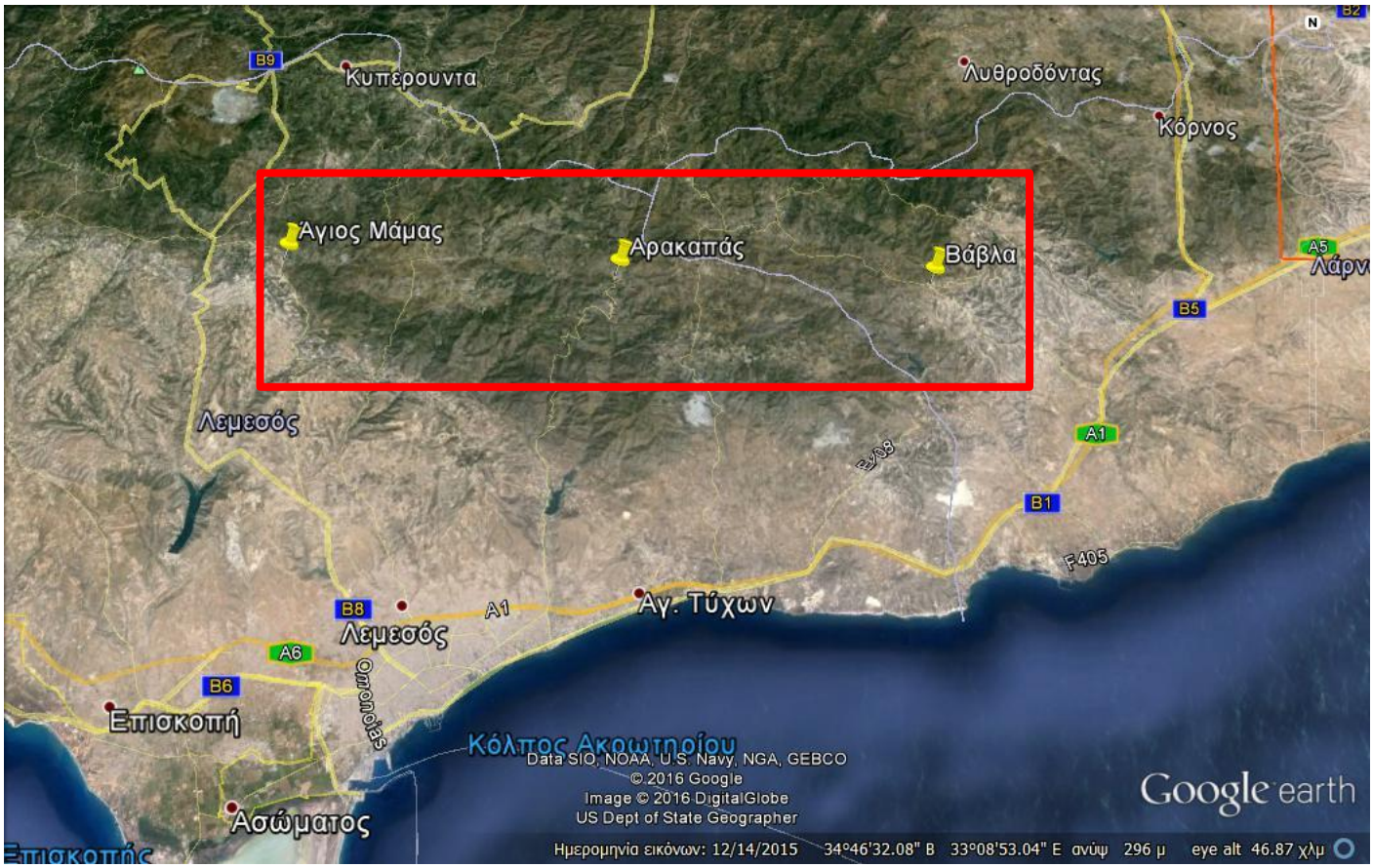
Στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής εργασίας, μελετήθηκε η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά (Νοτιοδυτική Κύπρο) σε συνδυασμό με τη λειτουργία της ρηξιγενούς ζώνης της Γεράσας. Η περιοχή μελέτης, παρουσιάζεται στο σχήμα 1. Λόγω του ότι, βρίσκεται, στο νότιο κομμάτι της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους, αναφέρεται και ως ρηξιγενής ζώνη μετασχηματισμού του Νοτιότερου Τροόδους (MacLeod et al., 1990; MacLeod and Murton, 1993). Ως ρηξιγενής ζώνη μετασχηματισμού, μπορεί να ονομαστεί μία ρηξιγενής ζώνη, που η ανάπτυξη της γίνεται ταυτόχρονα με οφιολιθικά σώματα σ' ένα ωκεάνιο περιβάλλον. Η ρηξιγενή ζώνη του Αρακαπά, είναι πλήρης εξακριβωμένο, ότι αναπτύχθηκε ταυτόχρονα με την οφιολιθική σειρά του Τροόδους και σχετίζεται άμεσα με αυτήν (Moores and Vine, 1971; Simonian and Gass, 1978; Gass et al., 1994; MacLeod and Murton, 1993). Όμως, ο χαρακτηρισμός ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, είναι και ο πιο επικρατέστερος όρος για την παρούσα ζώνη (Simonia and Gass, 1978; Cooke, 2014; Robertson, 1977; Cann et al., 2001), ούτως ώστε, να αποφεύγεται η οποιασδήποτε σύγχυση με τις συνθήκες σχηματισμού της (Cooke et al., 2014).

Η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, δημιουργήθηκε ως ένα ρήγμα μετασχηματισμού, κατά τη διεύρυνση του ωκεανού της Νεοτηθύος ή σε μία ωκεάνια λεκάνη, που αποτελούσε κομμάτι της Νεοτηθύος (Robertson et al., 1991; Robertson et al., 1991b). Αναπτύσσεται με παράταξη ανατολής – δύσης (Murton, 1986; MacLeod and Murton, 1993; MacLeod et al., 1990; Cann et al., 2001; Cooke et al., 2014) και διαχωρίζει την οφιολιθική σειρά του Τροόδους σε δύο τμήματα, στο βόρειο και στο νότιο (Σχήμα 2)**.** Η συγκεκριμένη ρηξιγενής ζώνη, εκτείνεται σε μήκος περίπου 35 χιλιομέτρων και τα δύο άκρα της έχουν καλυφθεί από ένα κάλυμμα Τριτογενών ιζημάτων, τα οποία δεν έχουν υποστεί παραμόρφωση (Simonian and Gass, 1978). Σε κατεύθυνση σύμφωνη με την παράταξη της, παρουσιάζονται σε σειρά, οχτώ ή και περισσότερα χωρία, που το ανατολικότερο χωριό είναι η Βάβλα, ενώ το δυτικότερο, ο Άγιος Μάμας (Σχήμα 1).

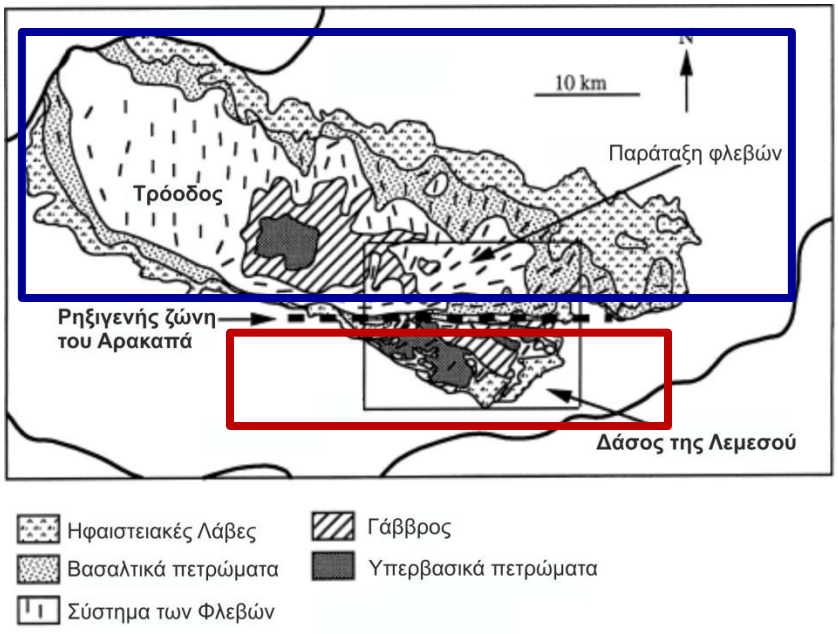
Επίσης, η επιφάνεια της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, διαμορφώνεται ως μία ρηξιγενής κοιλάδα ή αλλιώς μία σειρά από παράλληλα βυθίσματα, τα οποία

αναπτύσσονται σε σειρά και διαχωρίζονται από επιμήκεις ράχες (Simonian and Gass, 1978). Αυτό συμβαίνει, γιατί παρουσιάζονται σαφείς διαφορές, τόσο στο πλάτος, όσο και στην ανύψωση της ρηξιγενούς ζώνης, τα οποία κυμαίνονται από 0,5 έως 1,5 km και από 400 έως 500 m, αντίστοιχα (Simonian and Gass, 1978). Για τους παραπάνω λόγους η περιοχή χαρακτηρίζεται από ποικίλα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά και παρατηρείται υψομετρική διακύμανση κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά. Αυτό είναι αποτέλεσμα κυρίως, των διακλαδώσεων, που ανέπτυξε το ρήγμα ή τείνει ακόμη να αναπτύξει. Έτσι, στο βόρειο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης τα υψόμετρα κυμαίνονται από 1200 έως 1500 m, ενώ στα νότιο τμήμα, που είναι τα κατώτερα στρώματα (σχηματισμός «Δάσος Λεμεσού»), τα υψόμετρα τείνουν να είναι μικρότερα, από 600 έως 900 m (Simonian and Gass, 1978).

Επιπλέον, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, επηρεάζεται από τη ρηξιγενή ζώνη της Γεράσας και χωρίζεται σε δύο επιμέρους κλάδους, τον ανατολικό και δυτικό. Ο δυτικός κλάδος της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, επηρεάζεται άμεσα από τη ρηξιγενή ζώνη της Γεράσας και παρουσιάζει εμφανής διαφορές στα μορφολογικά χαρακτηριστικά του, σε σχέση με τον ανατολικό. Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά, που συναντώνται στο δυτικό κλάδο, είναι τα εξής: (α) τοπογραφικά βυθίσματα, (β) μετατόπιση ράχεων ή πρανών, (γ) ρηξιγενείς κρημνοί κ.α., που υποδεικνύουν την ενδεικτική ενεργοποίηση του.



Σχήμα 1 - Δορυφορική εικόνα, της περιοχής μελέτης. Πηγή: google earth



Σχήμα 2 - Βόρειο (μπλε ορθογώνιο) και νότιο τμήμα (κόκκινο ορθογώνιο) της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους (τροποποιημένο από Cann et al., 2001).

1.2. Στόχος Εργασίας

Η περιοχή μελέτης που επιλέχθηκε, μελετήθηκε λεπτομερώς, σε σχέση με την πετρολογία και γεωχημεία των γεωλογικών ενοτήτων, που τη συνιστούν (Simonian and Gass, 1978; Simonian, 1975; Gass et al., 1994; Murton, 1986; Moores and Vine, 1971; Sweming et al., 1975). Ελάχιστα όμως, μελετήθηκε για τη τεκτονική δομή και εξέλιξη της. Για αυτό το λόγο, στη συγκεκριμένη διπλωματική εργασία, επιλέχθηκαν οι ρηξιγενείς ζώνες του Αρακαπά και της Γεράσας, ούτως ώστε, να μελετηθούν τα τεκτονικά στοιχεία που παρουσιάζουν οι ρηξιγενείς ζώνες και να γίνει περαιτέρω συσχέτιση της λειτουργίας τους. Κυρίως χαρτογραφήθηκε η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά και δευτερογενώς η ρηξιγενής ζώνη της Γεράσας.

Στην υπαίθρια εργασία, χρησιμοποιήθηκαν, τεκτονικοί χάρτες, όπως αυτός, που δίνεται στο σχήμα 3, οι οποίοι παρείχαν σαφείς πληροφορίες για την ύπαρξη των ρηγμάτων. Όμως, οι χάρτες παρουσιάζουν μειονεκτήματα, λόγω του ότι μέρος της ρηξιγενής ζώνης του Αρακαπά, έχει ληφθεί ή χαρτογραφηθεί με τη χρήση ελικοπτέρου. Η χρήση ελικοπτέρου ήταν αναγκαία, γιατί κάποιες περιοχές που διατρέχει η ρηξιγενής ζώνη, καθίστανται δύσβατες. Οι περιοχές και συγκεκριμένα οι περιοχές εμφάνισης της ζώνης, παρουσιάζουν δυσκολίες στην οδική μετακίνηση. Ο λόγος είναι ότι, κατά την ολίσθηση της, υποβάθμισε κατά πολύ υψομετρικά, το ένα μέρος της περιοχής, με αποτέλεσμα να παρατηρείται μεγάλη υψομετρική διαφορά, ανάμεσα στα εκατέρωθεν τμήματα της. Το πιο εξαίρετο παράδειγμα, της υψομετρικής διαφοράς, είναι το χωριό Αρακαπάς, που έδωσε και το όνομα του στη ρηξιγενή ζώνη, το οποίο μπορεί να παρομοιαστεί, σαν μία «μορφολογικά ελεύθερη πτώση» (Σχήμα 4)**.**

Όμως, εκτός του ότι, η περιοχή είναι δύσβατη και καθίσταται δύσκολη στην μελέτη της, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά δεν εμφανίζει χρονολογικά νεότερους γεωλογικούς σχηματισμούς (π.χ. Τεταρτογενείς σχηματισμούς). Αυτοί οι σχηματισμοί, δίνουν πληροφορίες για την συνολική νέα κίνηση ενός ρήγματος, αφού μέσω αυτούς εξάγεται η ταχύτητα ολίσθησης του και υπολογίζονται περαιτέρω σεισμικές παράμετροι του. Κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, οι νέοι γεωλογικοί σχηματισμοί απουσιάζουν, έτσι γίνεται όλο και πιο δύσκολη η μελέτη της και η αναγνώριση τυχόν επαναδραστηριοποιήσεων της.

Ο κύριος στόχος, της παρούσας εργασίας είναι η λεπτομερής χαρτογράφηση της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά. Έτσι, μετέπειτα, από τα στοιχεία και τις μετρήσεις που λήφθηκαν από την υπαίθρια εργασία, να γίνει τεκτονική ανάλυση της συγκεκριμένης ρηξιγενούς ζώνης. Έπειτα, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της τεκτονικής ανάλυσης, να εξαχθεί το πεδίο τάσεων που συνδέεται με την εξέλιξη της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, το οποίο επηρεάζει άμεσα την ευρύτερη περιοχή μελέτης, ούτως ώστε, να επεξηγηθεί η ταυτόχρονη λειτουργία της συγκεκριμένης ζώνης με τη ρηξιγενή ζώνη της Γεράσας και η μεταξύ τους αλληλεπίδραση.

Σχήμα 3 - Τεκτονικός Χάρτης, των Ρηξιγενών Ζωνών του Αρακαπά και της Γεράσας (από εργασία «Study of Active Tectonics in Cyprus for Seismic Risk Mitigation» - Report GTR/CYP/1005-170 – GEOTER, 2002).

Σχήμα 4 – Χωριό Αρακαπάς (δίνεται με τον κίτρινο κύκλο).

2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η Τεκτονική ως επιστήμη, μελετάει, όλες τις τεκτονικές δομές, οι οποίες μπορούν να γίνουν αντιληπτές στην υπαίθρια εργασία. Μία από αυτές τις δομές, είναι τα ρήγματα, τα οποία γίνονται άμεσα ή έμμεσα αντιληπτά.

Γενικά, στην υπαίθρια εργασία, γίνεται η παρατήρηση πολλών παραμέτρων ενός ρήγματος. Αυτοί οι παράμετροι είναι, το μέγεθος και το πλάτος του ρήγματος, η διεύθυνση της γράμμωσης τεκτονικής ολίσθησης του, η εμφανής ολίσθηση του (sense slip) και η πολυφασική τεκτονική ολίσθησης του (polyphase slip) (Kilias et al., 1999). Όμως, πιο συγκεκριμένα, τα ρήγματα μπορούν να μετρηθούν και να προσδιοριστούν, με βάση κάποια κύρια γεωμετρικά χαρακτηριστικά τους (Σχήμα 5), τα οποία μπορούν να μετρηθούν στην ύπαιθρο με γεωλογική πυξίδα ακριβείας. Το πρώτο σημαντικό γεωμετρικό στοιχείο ενός ρήγματος, είναι η μέτρηση της ρηξιγενούς επιφάνειας ή του επιπέδου ρήγματος (ΕΡ) του, που προσδιορίζεται στο χώρο σύμφωνα με παράταξη του (γωνία της ρηξιγενούς επιφάνειας με το Βορρά, παίρνει μετρήσεις από 0-360°) ή τη κατεύθυνση κλίσης και τη γωνία κλίσης (η γωνία που σχηματίζει η ρηξιγενής επιφάνεια με το οριζόντιο επίπεδο, παίρνει μετρήσεις από 0-90°). Ένα δεύτερο σημαντικό γεωμετρικό στοιχείο ενός ρήγματος, είναι το διάνυσμα της σχετικής κίνησης των εκατέρωθεν τεμαχών του. Το διάνυσμα της σχετικής κίνησης, συναντάται σαν γραμμώσεις στην ρηξιγενή επιφάνεια, οι οποίες ονομάζονται γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης (slickenlines, striations, stries, striae). Οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης, εμφανίζονται σαν λεπτές γραμμές πάνω στις λείες κατοπτρικές ρηξιγενείς επιφάνειες (slickensides), δημιουργούνται κατά την κίνηση των εκατέρωθεν τεμαχών του ρήγματος και με βάση αυτές μπορεί να καθοριστεί η διεύθυνση, η φορά και ο προσανατολισμός του διανύσματος της κίνησης. (Παυλίδης, 2003)

Η διεύθυνση του διανύσματος της σχετικής κίνησης ενός ρήγματος, καθορίζεται από τη γωνία που σχηματίζει το οριζόντιο επίπεδο με τις γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης, η οποία καλείται «γωνία pitch» και είναι πάντα οξεία. Η φορά του διανύσματος της σχετικής κίνησης, αποδεικνύεται από άλλες μικροτεκτονικές γραμμώσεις και γενικά το μέτρο του υποδεικνύεται από τη σχετική κίνηση των εκατέρωθεν τεμαχών του ρήγματος.

Τέλος, για τον προσανατολισμό της φοράς του διανύσματος της σχετικής κίνησης, χρησιμοποιούνται τα σημεία του ορίζοντα. (Παυλίδης, 2003)

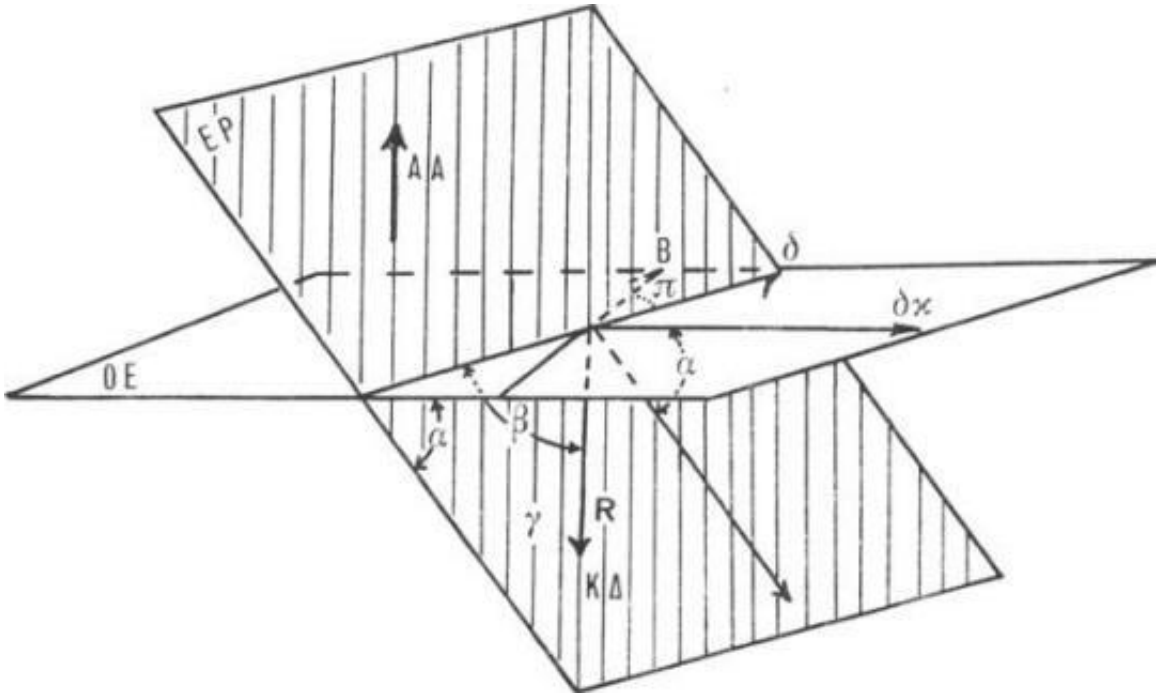
Σύμφωνα με τα μετρήσιμα κύρια γεωμετρικά στοιχεία των ρηγμάτων, υπολογίζεται και η σχετική ηλικία τους. Έτσι, σε μία ποιοτική εκτίμηση της μετατόπισης και της πλευρικής έκτασης των ρηγμάτων, είναι εφικτό να ταξινομηθούν τα μεγέθη τους, με απώτερο σκοπό τα ρήγματα, να διακριθούν σε νεότερα και παλιότερα (Kilias et al., 1999). Έτσι, σύμφωνα με τη σχετική ηλικία ενός ρήγματος, όπως και με τη διεύθυνση της γράμμωσης τεκτονικής ολίσθησης του, μετέπειτα χαρακτηρίζονται τα αλλεπάλληλα στάδια του παλαιοστρές (Kilias et al., 1999), δηλαδή η αλληλουχία των τεκτονικών γεγονότων που επίδρασαν σε μία περιοχή.

Έτσι, τα ρήγματα ταξινομούνται ως νεότερα, αν ισχύουν τα ακόλουθα κριτήρια: (1) γεωμετρικά σύμφωνες ολισθήσεις, να εμφανίζουν πιθανά συζυγή ζεύγη (Krantz, 1988), (2) ρήγματα που βρίσκονται μέσα σε παρόμοιες λιθολογίες, να καθορίζουν μία ρηξιγενής επιφάνεια ορυκτών συνόλων, και (3) οι σχετικές ηλικίες των ρηγμάτων, να είναι παρόμοιες με άλλα υπάρχοντα και διακριτά χαρακτηριστικά (Kilias et al., 1999).

Για τον υπολογισμό, του τανυστή του παλαιοστρές (παλαιοπεδίο των τάσεων), όλες οι μέθοδοι θεωρούν ότι, πρέπει: (1) να ισχύει ένα ομογενές πεδίο τάσεων, (2) η ολίσθηση, να είναι παράλληλη προς τις γραμμώσεις ολίσθησης (slickenlines) και να συντελείται στην κατεύθυνση της μέγιστης υπολογίσιμης διατμητικής τάσης (Angelier, 1979) και (3) σε σχέση με την περιοχή επιφάνειας του ρήγματος, οι μετατοπίσεις του ρήγματος, να είναι μικρότερες (Kilias et al., 1999).

Στη συγκεκριμένη εργασία, για τον υπολογισμό του παλαιοπεδίου των τάσεων και για την εύρεση των διάφορων τεκτονικών γεγονότων, χρησιμοποιήθηκε, η μέθοδος Αντιστροφής (Inversion Method) του Angelier (Angelier, 1979; Angelier, 1990). Αυτή η μέθοδος, θεωρεί ότι η λύση είναι ικανοποιητική, αν περισσότερα από το 80% των δεδομένων της ολίσθησης του ρήγματος, παρουσιάζουν γωνία απόκλισης (misfit angle) μικρότερη από 30°, ανάμεσα στο πραγματικό και στο θεωρητικό διάνυσμα ολίσθησης (slip vector) (Angelier, 1979; Angelier, 1990).

Για τη δημιουργία των τεκτονικών διαγραμμάτων, έγινε χρήση του λογισμικού MyFault™, το οποίο λειτουργεί με την μέθοδο Αντιστροφής (Inversion Method) του Angelier. Για να υπολογιστεί το παλαιοπεδίο των τάσεων, πρέπει να υπολογιστούν οι τιμές των κύριων αξόνων παραμόρφωσης ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), όπως κι άλλες δευτερεύουσες παράμετροι. Οι κύριοι άξονες παραμόρφωσης, καλούνται ως: σ_1, μέγιστος άξονας (υποδεικνύει την μέγιστη συμπίεση) / σ_2, ενδιάμεσος άξονας και σ_3, ελάχιστος άξονας (υποδεικνύει την μέγιστη έκταση).



Σχήμα 5 – Τα γεωμετρικά στοιχεία ενός ρήγματος, που μπορούν να αναγνωριστούν και να μετρηθούν στην ύπαιθρο, **ΕΡ:** ρηξιγενής επιφάνεια ή επίπεδο του ρήγματος, **ΟΕ:** οριζόντιο επίπεδο, **Β:** Βορράς, **δ:** παράταξη, **δκ:** κατεύθυνση κλίσης, **π:** γωνία παράταξης, **α:** γωνία κλίσης, **γ:** γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης, **β:** γωνία pitch (Παυλίδης, 2003).

2.1. Υπαίθρια Εργασία

Σημαντικό κομμάτι, μιας γεωλογικής μελέτης αποτελεί η υπαίθρια εργασία, κατά την οποία λαμβάνονται κύρια γεωλογικά στοιχεία. Η υπαίθρια παρατήρηση, της Ρηξιγενούς Ζώνης του Αρακαπά, περιλάμβανε τα εξής:

- ✓ Αναγνώριση και καταγραφή των γεωλογικών σχηματισμών, όπως και οι μεταξύ τους γεωλογικές επαφές.
- ✓ Αναζήτηση και καταγραφή του ρήγματος, στις κατάλληλες θέσεις.
- ✓ Εύρεση δεικτών κινηματικής, που θα μας υποδείκνυαν και την ανάλογη κίνηση του ρήγματος.
- ✓ Μέτρηση της κατεύθυνσης κλίσης, της παράταξης και της γωνίας κλίσης, των επιφανειών του ρήγματος.
- ✓ Μέτρηση της τεκτονική τεκτονική γράμμωση ολίσθησης, των επιφανειών του ρήγματος.
- ✓ Συλλογή χαρακτηριστικών πετρωμάτων της περιοχής.
- ✓ Φωτογραφίες.

2.2. Επεξεργασία Δεδομένων – Δουλειά Γραφείου

Πριν την υπαίθρια εργασία και μετά από αυτήν, σύμφωνα με τα γεωλογικά στοιχεία που πάρθηκαν, ένα δεύτερο σημαντικό κομμάτι της γεωλογικής μελέτης, είναι η επεξεργασία δεδομένων ή δουλειά γραφείου. Στη συγκεκριμένη εργασία, έγιναν τα παρακάτω:

<u>Πριν από την υπαίθρια εργασία:</u>

- ✓ Εύρεση και μελέτη γεωλογικών χαρτών: (1) Γεωλογικός Χάρτης Κύπρου, 1:250.000 (Τμήμα Γεωλογικής ΕπισκόπησηςΚύπρου). Αποτύπωση πετρωμάτων και τεκτονικών δομών της Κύπρου. Εύρεση των πετρωμάτων που χαρακτηρίζουν τη ρηξιγενή ζώνη του Αρακαπά. (2) Τοπογραφικοί χάρτες της περιοχής, 1:5.000 (Τμήμα Κτηματολογίου και Χωρομετρίας Κύπρου). Αποτύπωση ισοϋψών για κάθε περιοχή και εύρεση υψομέτρων. (3) Τεκτονικοί χάρτες: από εργασία «Study of Active Tectonics in Cyprus for Seismic Risk Mitigation» – Report GTR/CYP/1005-170 - GEOTER

Μετά από την υπαίθρια εργασία:

- ✓ Εύρεση και συγκέντρωση, της βιβλιογραφίας, που υφίσταται για την περιοχή μελέτης: Επιστημονικά Περιοδικά και τυχών άλλες σχετικές δημοσιεύσεις (π.χ. εργασίες από Ανώτερους Λειτουργούς του Τμήματος Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου), Ηλεκτρονικό Διαδίκτυο.
- ✓ Κατασκευή τεκτονικών διαγραμμάτων, με τη χρήση του λογισμικού, MyFault™ - Version 1.03.
- ✓ Κατασκευή γεωτεκτονικού χάρτη, με τη χρήση του λογισμικού ArcGis 10.2.2.

3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ

3.1. Γεωλογικές ζώνες

Η κύρια γεωλογία της Κύπρου, χαρακτηρίζεται από πετρώματα που δημιουργήθηκαν, σε ένα ηπειρωτικό και σε ένα ωκεάνιο τμήμα μίας λιθόσφαιρας. Η οροσειρά του Πενταδακτύλου (βόρεια της Κύπρου), αποτελεί το ηπειρωτικό τέμαχος και η οροσειρά του Τροόδους, το ωκεάνιο. Πιο αναλυτικά, χωρίζεται σε 4 γεωλογικές ζώνες, (Σχήμα 6), οι οποίες, είναι: η «Ακολουθία της Κερύνειας» (οροσειρά Πενταδακτύλου) οι «Οφιόλιθοι του Τροόδους» (οροσειρά Τροόδους), το «Σύμπλεγμα των Μαμωνιών» και τέλος η «Ιζηματογενής Ακολουθία του Τροόδους» (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Σχήμα 6 - Γεωλογικές Ζώνες της Κύπρου (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

12/05/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

3.1.1. «Ακολουθία της Κερύνειας»

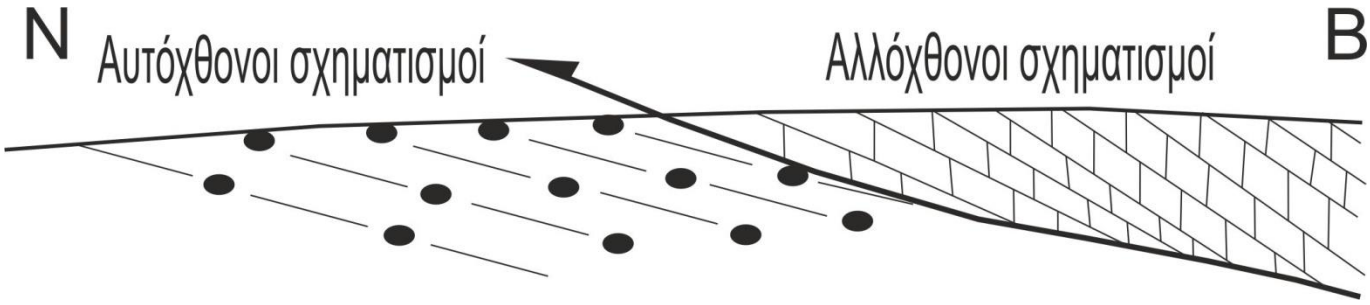
Η «Ακολουθία της Κερύνειας», αναφέρεται ως το ηπειρωτικό κομμάτι, που προήλθε από την πλάκα της Ευρασίας και αποτελεί την βορειότερη γεωλογική ζώνη της Κύπρου. Τα πετρώματα της συγκεκριμένης ακολουθίας, είναι κυρίως ιζηματογενή με περιορισμένη παρουσία μεταμορφωμένων και πυριγενών πετρωμάτων (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Η οροσειρά του Πενταδακτύλου, οι οποία είναι στενή και κρημνώδης με υψόμετρα που κυμαίνονται από 700m έως 1024m, δομεί την «Ακολουθία της Κερύνειας» (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Η συγκεκριμένη ακολουθία, αποτελείται από τρεις αλλόχθονους και τρεις αυτόχθονους γεωλογικούς σχηματισμούς (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Οι αλλόχθονοι σχηματισμοί, αποτελούνται κυρίως από ασβεστόλιθους, Τριαδικής έως Κατώτερης Κρητιδικής ηλικίας (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Οι τρεις αλλόχθονοι σχηματισμοί, είναι ο σχηματισμός Δικώμου, ο σχηματισμός Συγχάρι και ο σχηματισμός Αγίου Ιλαρίωνα (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Ο πρώτος σχηματισμός, δομείται από ασβεστόλιθους, με ενστρώσεις γκρίζων και πράσινων φυλλιτών, ο δεύτερος σχηματισμός από δολομιτικούς ασβεστόλιθους και ο τελευταίος σχηματισμός, από ασβεστόλιθους που υπέστησαν πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Στο κεντρικό τμήμα της οροσειράς του Πενταδακτύλου, οι ασβεστόλιθοι ορθώνονται εντυπωσιακά με καταπληκτικές συνέχειες, ενώ στα ανατολικά της συναντώνται ολισθόλιθοι, που καλούνται ασβεστόλιθοι Καντάρας (Πέρμιο – Λιθανθρακοφόρο) (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Οι τρεις αυτόχθονοι γεωλογικοί σχηματισμοί, οι οποίοι καλύπτονται από νεότερα θαλάσσια ιζήματα, είναι ο σχηματισμός Λαπήθου, ο σχηματισμός Καλογραίας-Αρδάνων και ο σχηματισμός Κυθραίας (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Ο σχηματισμός Λαπήθου, ηλικίας Καμπάνιου – Ηωκαίνου, δομείται από έντονα διαρρηγμένα στρώματα πελαγικών μαργών και κερατολιθικών κρητίδων, που παρουσιάζουν παρεμβολές πετρωμάτων ηφαιστειακής προέλευσης, βασαλτικής έως ρυολιθικής σύστασης (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Στα υπερκείμενα στρώματα, συναντάνται ο φλύσχης, του σχηματισμού Καλογραίας-Αρδανών, Ανώτερης Ηωκαινικής ηλικίας (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Τέλος, τα ανώτερα

στρώματα, αποτελούνται από το φλύσχη του σχηματισμού Κυθραίας, ο οποίος είναι Μέσο Μειοκαινικής ηλικίας (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Αυτός ο φλύσχης επικάθεται ασύμφωνα πάνω στα υποκείμενα στρώματα του και δομείται, από έντονα πτυχωμένους ψαμμίτες, μάργες και ιλυολίθους (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Ο φλύσχης, του σχηματισμού της Κυθραίας, στη νότια πλευρά του έρχεται σε επαφή με πετρώματα του σχηματισμού Πάχνας («Ιζηματογενής Ακολουθία του Τροόδους») (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Κατά την εξέλιξη, της ορογενετικής διαδικασίας της Κύπρου, στο Μειόκαινο, οι αλλόχθονοι σχηματισμοί επωθήθηκαν προς τα νότια, πάνω στους αυτόχθονους σχηματισμούς, όπως φαίνεται στο σχήμα 7 (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Η επαφή των αλλόχθονων και αυτόχθονων σχηματισμών της Ακολουθίας της Κερύνειας, συναντάται περίπου στους πρόποδες της οροσειράς (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Έτσι, εκφορτίζονται σημαντικές πηγές και δημιουργούνται, έντονοι τοπικοί υδροφόροι στους πρόποδες της οροσειράς, λόγω της διάρρηξης που οφείλεται στην ύπαρξη της τεκτονικής επαφής και της καρστικοποίησης που υπέστησαν οι ασβεστόλιθοι (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).



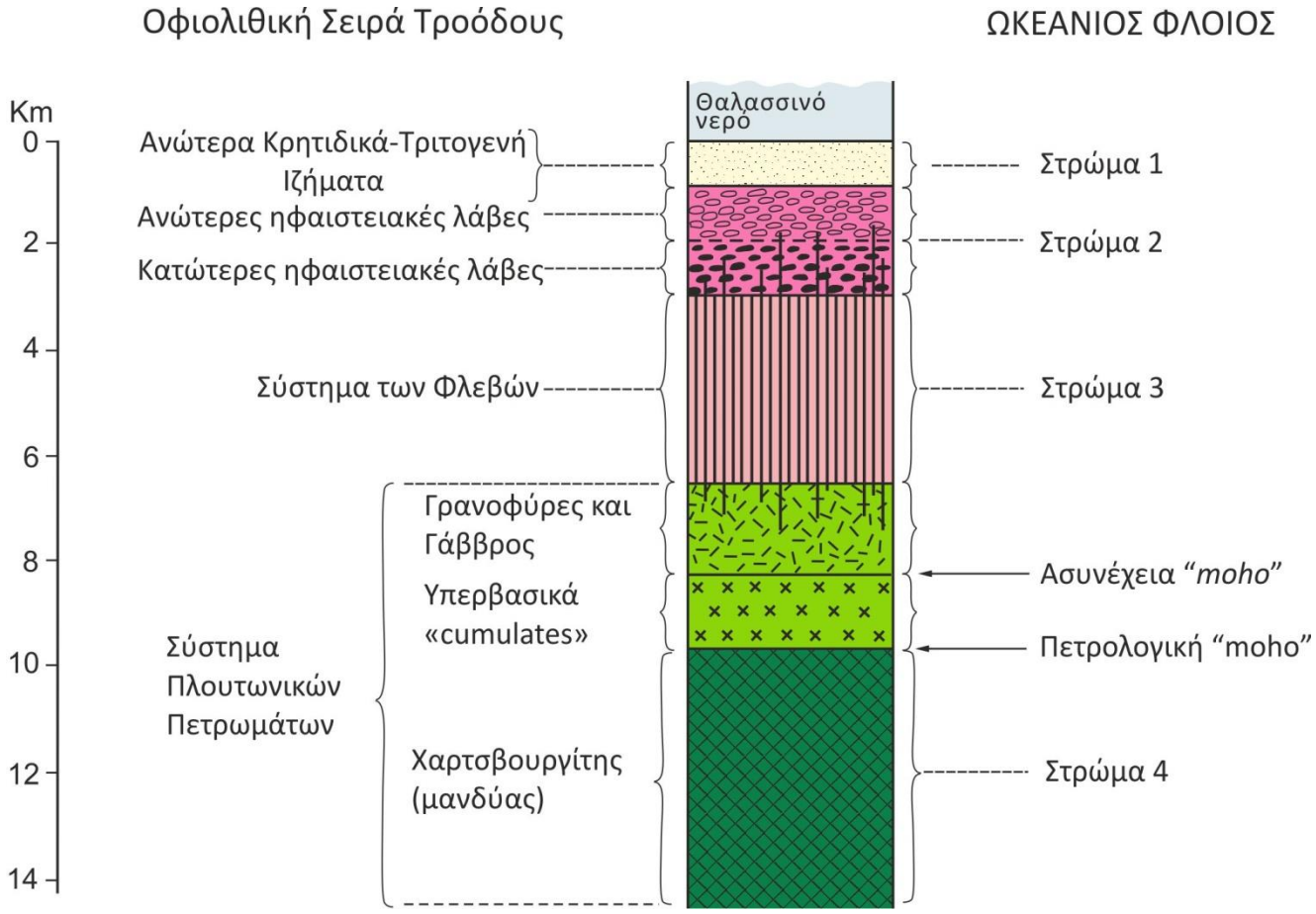
Σχήμα 7 - Γενική γεωλογική τομή της «Ακολουθίας της Κερύνειας». Αποτύπωση, της επώθησης των αλλόχθονων σχηματισμών (Τριαδικό - Κατώτερο Κρητιδικό) πάνω στους αυτόχθονους σχηματισμούς (Καμπάνιο – Ανώτερο Ηώκαινο).

3.1.2. «Οφιόλιθοι του Τροόδους»

Η οφιολιθική σειρά του Τροόδους, είναι ίσως το καλύτερο παράδειγμα οφιολίθων, σε όλο τον κόσμο και ο λόγος είναι, ότι δομείται από όλα τα πετρώματα που απαντώνται σε μία οφιολιθική σειρά. Επίσης, τα πετρώματα της οροσειράς του Τροόδους, δεν υπέστησαν ούτε έντονες εξαλλοιώσεις, ούτε και παραμορφώσεις.

Όπως, εκφράζεται, από τα υπάρχοντα δεδομένα, η οφιολιθική μάζα του Τροόδους και γενικά η Κύπρος, είναι τμήμα μίας ωκεάνιας λιθόσφαιρας που σχηματίστηκε σε ένα συγκλίνων γεωτεκτονικό καθεστώς (Smewing et al., 1975). Η σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών, όπως επίσης και η μετέπειτα διάνοιξη της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, ξεκίνησε κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Κρητιδικού (πριν από 85 εκατομμύρια χρόνια). Όμως, τα πετρώματα του Τροόδους, παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές, σε σχέση με τα οφιολιθικά σώματα που δημιουργούνται σήμερα στα ενεργά περιθώρια διάνοιξης ωκεάνιου φλοιού, τόσο στα μεγάλα στοιχεία και ιχνοστοιχεία που περιέχουν, όσο και στις ορυκτολογικές παραγενέσεις τους (Smewing et al., 1975). Επίσης, τα γεωχημικά και πετρολογικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων της οφιολιθικής μάζας του Τροόδους, δείχνουν ότι, δημιουργήθηκε σε άξονα μίας αργά διανοιγόμενης ράχης, η οποία ήταν μέρος ενός συστήματος που λάμβανε χώρα σε μία μικρή και περιθωριακή ωκεάνια λεκάνη (Smewing et al., 1975).

Η οφιολιθική σειρά του Τροόδους, φαίνεται να ταυτίζεται απόλυτα, με την τυπική ακολουθία μίας ωκεάνιας λιθόσφαιρας (Σχήμα 8), (Gass et al., 1973). Για το λόγο αυτό, θεωρείται και η πιο καλά διατηρημένη, οφιολιθική σειρά στον κόσμο (Moores and Vines 1971). Όπως, φαίνεται στο σχήμα 7, τα πετρώματα που αποτελούν τις δύο στρωματογραφικές στήλες, από τα κατώτερα στρωματογραφικά πετρώματα έως τα ανώτερα, είναι το Σύστημα των Πλουτωνικών Πετρωμάτων (Plutonic Complex), το Σύστημα των Φλεβών (Sheeted Dyke Complex), οι Ηφαιστειακές Λάβες (Pillow Lavas), και τέλος τα Τεταρτογενή ιζήματα (Tertiary sediments) (Gass and Smewing, 1973; Greenbaum, 1972; Smewing et al., 1975; Moores and Vines, 1971; Murton, 1986). Στην περίπτωση όμως, της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους, παρατηρείται τοπογραφική αναστροφή της στρωματογραφικής στήλης (Cann et al., 2001).



Σχήμα 8 - Συσχετισμός στρωμάτων του ωκεάνιου φλοιού, σε σχέση με την οφιολιθική σειρά του Τροόδους, (τροποποιημένο από Gass and Smewing, 1973; Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Τα πετρώματα του Συστήματος των Πλουτωνικών Πετρωμάτων, εμφανίζονται σε 2 σημεία του νησιού, στο βουνό Όλυμπος (περιοχή Τροόδους) και στο σχηματισμό του Δάσους της Λεμεσού (Moores and Vines, 1971). Το Σύστημα των Πλουτωνικών Πετρωμάτων, στην περίπτωση της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους, υπέρκεινται του Συστήματος των Φλεβών και των Ηφαιστειακών Λαβών (Greenbaum, 1972). Μία αποτύπωση, της πραγματικής μαγματικής στρωματογραφίας του, δείχνει ότι, εξελίχθηκε ως ένα σώμα με πολλά επίπεδα (Greenbaum, 1972) και δομήθηκε στα κατώτερα στρώματα του, από πετρώματα του ανώτερου μανδύα. Τα πετρώματα του ανώτερου μανδύα, είναι ο χαρτζβουργίτης και ο δουνίτης, ο οποίος συνοδεύεται κατά θέσεις από χρωμίτη (Moores and Vines, 1971; Greenbaum, 1972). Συνεχίζοντας στα ανώτερα στρώματα του Συστήματος των Πλουτωνικών Πετρωμάτων, συναντώνται υπερβασικά «cumulates» (συσσωματώματα) (Gass and Smewing, 1973; Moores and Vines 1971), τα

οποία είναι διεισδύσεις ολιβινικού πυροξενίτη και γάββρου. Τέλος, τα ανώτατα υπερκείμενα στρώματα του, χαρακτηρίζονται, από «γρανοφύρες» και γάββρους (Moores and Vines, 1971; Gass and Smewing, 1973).

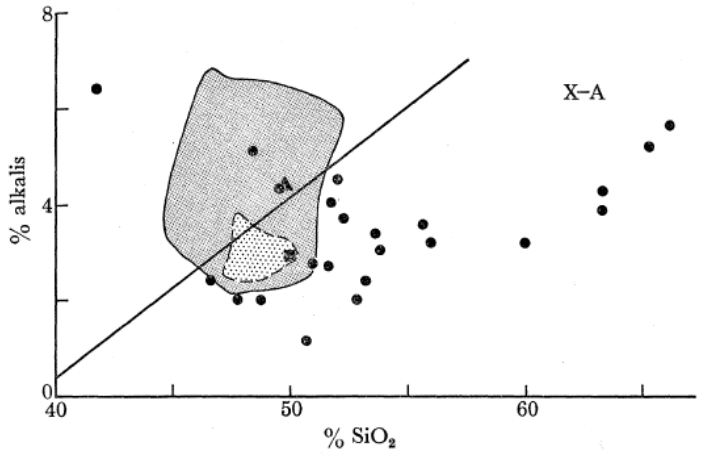
Ακολούθως, το Σύστημα των Φλεβών, αποτελείται από τυπικά πετρώματα που δημιουργήθηκαν κατά την υποθαλάσσια ηφαιστειότητα (Gass and Smewing, 1973). Τα πετρώματα που το αποτελούν, χωρίζονται σε δύο μεγάλες ομάδες (Moores and Vines, 1971; Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου), στην ομάδα των βασαλτικών σχηματισμών (Gass and Smewing, 1973; Moores and Vines, 1971) και στην ομάδα του διαβάση (Moores and Vines, 1971). Η ομάδα των βασαλτικών σχηματισμών, δομεί τα ανώτερα στρώματα του Συστήματος των Φλεβών, ενώ η ομάδα του διαβάση, τα κατώτερα. Οι βασαλτικοί σχηματισμοί, αποτελούνται από πρασινίτες (πρασινοσχιστόλιθοι και πρασινογνεύσιοι), ανδεσίτες και κερατοφύρες (Moores and Vines, 1971). Ένα σημαντικό σημείο που πρέπει να αναφερθεί για τους βασαλτικούς σχηματισμούς, είναι ότι, παρουσιάζουν παρόμοια χαρακτηριστικά με τις λάβες των Κατώτερων Ηφαιστειακών Λαβών. Η μόνη διαφορά, των δύο σχηματισμών, είναι ότι οι βασαλτικοί σχηματισμοί του Συστήματος των Φλεβών, έχουν υποστεί έντονο πρασινοσχιστολιθικό μεταμορφισμό, κάτι που δεν παρατηρείται στα βασαλτικά πετρώματα (λάβες) των Κατώτερων Ηφαιστειακών Λάβων (Moores and Vines, 1971). Τα βαθύτερα στρώματα του Συστήματος των Φλεβών, αποτελούνται εξ'ολοκλήρου από διαβάση (Moores and Vines, 1971). Ο διαχωρισμός των βασαλτικών σχηματισμών από τον υποκείμενο διαβάση, γίνεται με βάση την απουσία ή την παρουσία ηφαιστειακών λαβών, οπότε και η επαφή τους δεν είναι εντελώς διακριτή (Moores and Vines, 1971).

Κοντά στους πρόποδες της οροσειράς του Τροόδους, συναντώνται οι Ηφαιστειακές Λάβες (Pillow Lavas), οι οποίες με τη σειρά τους, χωρίζονται σε δύο ορίζοντες λαβών, στις Κατώτερες και στις Ανώτερες Ηφαιστειακές Λάβες (Gass and Smewing, 1973; Moores and Vines, 1971). Αρχικά, τα πετρώματα των Κατώτερων Ηφαιστειακών Λαβών, είναι βασαλτικής σύστασης και συχνά είναι έντονα πυριτιωμένα (Gass and Smewing, 1973). Χαρακτηρίζονται κυρίως, από πυρόξενο, πλαγιόκλαστο και εμφανίσεις σιδηρομεταλλεύματος (Moores and Vines, 1971). Από την άλλη, οι Ανώτερες Ηφαιστειακές Λάβες, οι οποίες καταλαμβάνουν τα ανώτερα στρώματα των

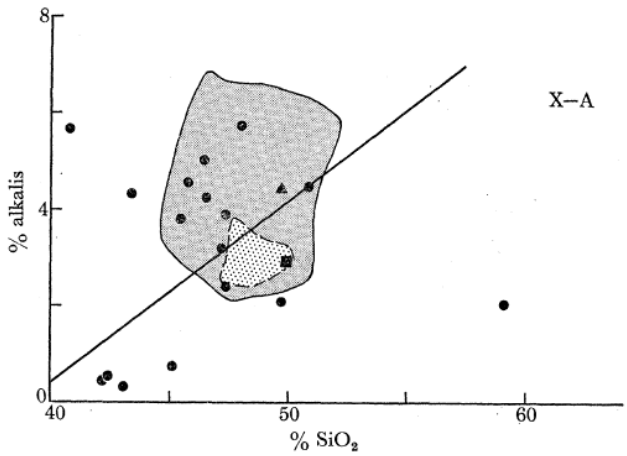
Ηφαιστειακών Λαβών, είναι ασυνεχείς εμφανίσεις και περικυκλώνουν την οροσειρά του Τροόδους (Moores and Vines, 1971). Δομούνται, από μαξιλαροειδείς ροές λαβών και λατυποπαγή (Wilson, 1959; Pantazis, 1967; Bagnall, 1960). Τα λατυποπαγή, των Ανώτερων Ηφαιστειακών Λαβών, είναι άλλοτε φτωχά ή ενίοτε άφθονα σε πυροκλαστικά και ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα, χωρίς να έχουν περαιτέρω διεισδύσεις (Wilson, 1959; Pantazis, 1967; Bagnall, 1960). Το νοτιότερο τμήμα των Ανώτερων Ηφαιστειακών Λαβών, αποτελείται από άφθονα παρενστρωμένα λατυποπαγή, που συνοδεύονται από ραδιολαριτικούς μαγγανιούχους ιλυολίθους (Moores and Vines, 1971).

Ο διαχωρισμός των δύο ενοτήτων των Ηφαιστειακών Λαβών, σε Κατώτερες και Ανώτερες, γίνεται λόγω της παρουσίας μίας μεταμορφικής ασυνέχειας, η οποία σε κάποιες τοπικές θέσεις έχει τη μορφή ασυμφωνίας (Gass and Smewing, 1973; Smewing et al., 1975). Η ασυνέχεια αυτή, βασίζεται σε εμφανείς διαφορές στη σύσταση των υποκείμενων και υπερκείμενων λαβών (Gass and Smewing, 1973) και η παρουσία της, υποδεικνύει τη μετάβαση, από τις κατώτερες στις ανώτερες λάβες (Gass and Smewing, 1973). Οι διαφορές ανάμεσα τους, είναι ότι οι Κατώτερες Ηφαιστειακές Λάβες (Σχήμα 9), έχουν μικρότερες περιεκτικότητες σε K_2O (γύρω στο 0,25 %), υψηλότερες περιεκτικότητες σε SiO_2 και χαμηλότερες περιεκτικότητες σε αλκαλικά, σε σχέση με τις Ανώτερες Ηφαιστειακές Λάβες (Σχήμα 10) (Moores and Vines, 1971).

Στο τέλος, της στρωματογραφικής στήλης, συναντώνται τα Ανώτερα Κρητιδικά - Τριτογενή ιζήματα, τα οποία αποτελούνται από ραδιολαρίτες, ραδιολαριτικούς πηλίτες και φιαοχώματα (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Είναι τα πρώτα χημικά και πελαγικά ιζήματα που αποτέθηκαν πάνω στους οφιολίθους, λόγω ιζηματογένεσης που επικράτησε στο θαλάσσιο πυθμένα (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).



Σχήμα 9 - Διάγραμμα αλκαλικών-πυριτίου για τις Κατώτερες Ηφαιστειακές Λάβες. (από Moores and Vines, 1971)



Σχήμα 10 - Διάγραμμα αλκαλικών-πυριτίου για τις Ανώτερες Ηφαιστειακές Λάβες. (από Moores and Vines, 1971)

Πολύ σημαντικό χαρακτηριστικό της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους, όπως προανέφερα, είναι ο διαχωρισμός της σε δύο τμήματα, λόγω της ύπαρξης της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά (Gass, 1968; Simonian and Gass, 1978; Gass et al., 1994). Από αυτόν το διαχωρισμό προκύπτει, το βόρειο τμήμα, με την κύρια οφιολιθική μάζα και το νότιο τμήμα, το οποίο περιέχει το σχηματισμό του Δάσους της Λεμεσού (Gass, 1968; Simonian and Gass, 1978; Gass et al., 1994). Η περιοχή μελέτης, που η γεωλογία και η τεκτονική της, θα αναλυθούν περεταίρω σε παρακάτω κεφάλαια, είναι περίπου στο ενδιάμεσο των δύο αυτών τμημάτων και τα πετρώματα της, συγκαταλέγονται, στο σχηματισμό του Δάσους της Λεμεσού.

Το βόρειο τμήμα της οφιολιθικής σειράς, δομείται από τα πετρώματα της κύριας μάζας του οφιολίθου, τα οποία κατανέμονται τοξωτά (Cann et al., 2001). Η οφιολιθική σειρά σε αυτό το τμήμα, δεσπόζει ως ένας εσωτερικός δόμος, που το συγκεκριμένο χαρακτηριστικό σχήμα του, αναπτύχθηκε κατά το Μειόκαινο (Cann et al., 2001). Η τοπογραφική αναστροφή της στρωματογραφικής στήλης, είναι αποτέλεσμα της ανάπτυξης αυτού του χαρακτηριστικού εσωτερικού δόμου, της διάβρωσης που επικράτησε μετά τη δημιουργία του δόμου (Cann et al., 2001) και του τρόπου ανύψωσης του (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου) ή πιθανόν από το συνδυασμό όλων των παραπάνω με την εκτατική τεκτονική, που επικράτησε.

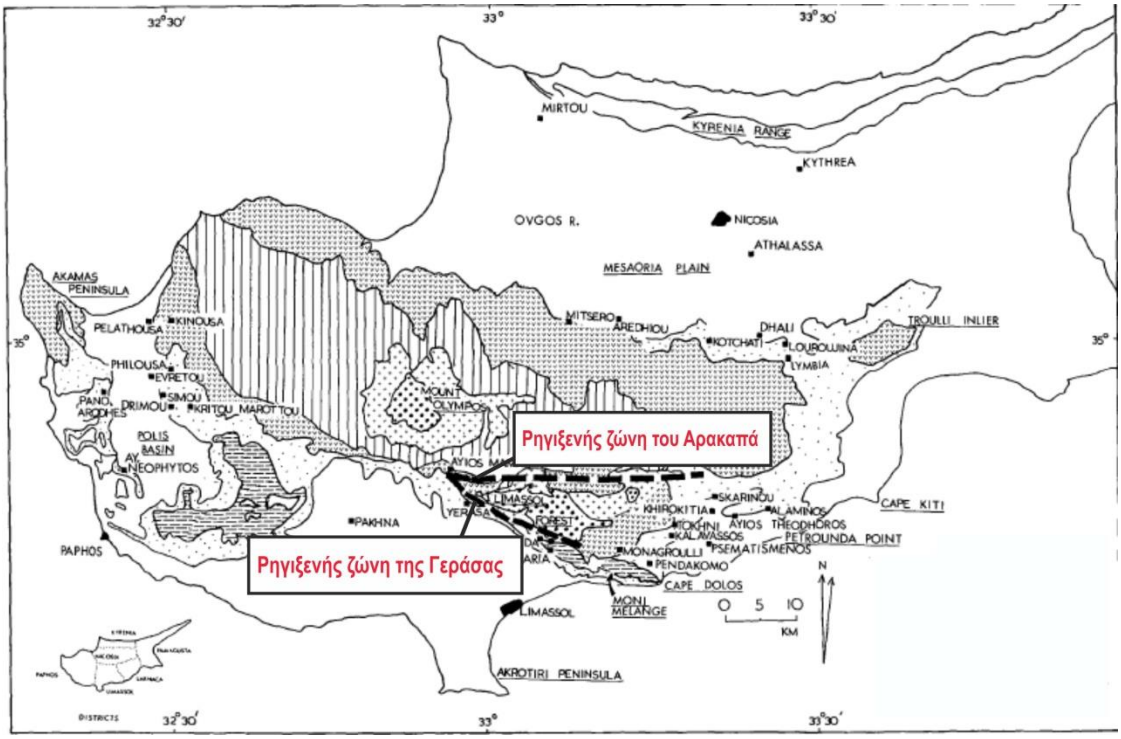
Η πετρολογία του βόρειου τμήματος, αποτελείται από κομμάτια που προέρχονται από το κέντρο διάνοιξης του αρχικού ωκεάνιου φλοιού, τα οποία έχουν πάχος περίπου 1 km και απαντώνται μέσα στα πετρώματα του Συστήματος των Φλεβών (Cann et al., 2001). Γενικώς, οι φλέβες έχουν παράταξη Β-Ν και καταλαμβάνουν έκταση περισσότερο από 70 km (Cann et al., 2001). Η τεκτονική στο βόρειο τμήμα, δείχνει ότι τα πετρώματα, του Συστήματος των Φλεβών και των Ηφαιστειακών Λαβών, τεμαχίζονται από πολυάριθμα ρήγματα βύθισης (steeps faults) (Gass, 1960; Dietrich and Spencer, 1993; Agar and Klitgord, 1995). Τα περισσότερα από αυτά τα ρήγματα, έχουν παράταξη παράλληλη με την παράταξη των φλεβών και δεν κόβουν τα υπερκείμενα ιζήματα (Gass, 1960; Dietrich and Spencer, 1993; Agar and Klitgord, 1995). Από αυτά τα ρήγματα, τα πιο πολλά περιλαμβάνουν φλέβες πυρίτη, χαλαζία και επιδότου, όπου αυτές οι φλέβες, δείχνουν ότι τα ρήγματα ήταν ενεργά κατά τη διάρκεια της δημιουργίας του ωκεάνιου φλοιού, λόγω του ότι, λειτούργησαν ως αγωγοί των υδροθερμικών νερών. Η ολίσθηση των ρηγμάτων που συναντώνται στο Σύστημα των Φλεβών, είναι εμφανής, ότι οφείλεται σε μικρή εκτατική παραμόρφωση, η οποία πιθανόν να επικράτησε από τη διείσδυση των φλεβών (Agar and Klitgord, 1995). Επίσης, το Σύστημα των Φλεβών που συναντάται στο βόρειο τμήμα, είναι επηρεασμένο κι από την παλιά τεκτονική έκτασης, κατά την οποία δημιουργήθηκαν ρήγματα αποκόλλησης, μικρής γωνίας (Varga and Moores, 1985; Agar and Klitgord, 1995;). Αυτή η παλιά τεκτονική έκτασης, λειτούργησε κυρίως, κατά την περιστροφή των τεμαχών του Συστήματος των Φλεβών (Varga and Moores, 1985; Agar and Klitgord, 1995;).

Τέλος, το Δάσος της Λεμεσού, που είναι το νότιο τμήμα της οφιολιθικής σειράς, ολοκληρώνει το «παζλ» της γεωλογίας του Τροόδους. Η λιθολογία του, είναι παρόμοια με τη λιθολογία του βόρειου τμήματος. Στο σχηματισμό του Δάσους της Λεμεσού, ανήκει και η περιοχή της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, η οποία καλύπτει ένα μεγάλο μέρος, του σχηματισμού. Το συγκεκριμένο σχηματισμό, οριοθετούν οι δύο μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες του Αρακαπά και της Γεράσας, στο βόρειο και νοτιοδυτικό τμήμα του, αντίστοιχα (Σχήμα 11).

Ο σχηματισμός του Δάσους της Λεμεσού, φαίνεται ότι, υπέστη ρηγμάτωση στο κεντρικό τμήμα του, μετά την κύρια οριζόντια μετατόπιση που επικράτησε κατά την ταυτόχρονη

λειτουργία των δύο ρηξιγενών ζωνών, Αρακαπά και Γεράσας. Το αποτέλεσμα αυτής της ταυτόχρονης λειτουργίας, ήταν η δημιουργία ανάστροφων ρηγμάτων στο κεντρικό μέρος του σχηματισμού (Gass and Simonian, 1978). Επιπλέον, δομείται από ένα επιμήκη σερπεντινιτικό πυρήνα, που έχει παράταξη ανατολή-δύση, ο οποίος δέχεται συνεχής ανύψωση (Gass and Simonian, 1978). Ο πυρήνα αυτός, βρίσκεται περιτριγυρισμένος από ένα ασυνεχές κάλυμμα, του Συστήματος των Πλουτωνικών Πετρωμάτων και του άξονα της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους (Gass and Simonian, 1978). Μεγάλα τεμάχη (τεκτονικά λατυποπαγή), προερχόμενα από τον περιδοτίτη, τον γάββρο και το Σύστημα των Φλεβών, συναντώνται μέσα στον σερπεντινίτη, κυρίως κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά (Gass and Simonian, 1978). Στα υπερκείμενα στρώματα πάνω από το σερπεντινίτη, επικάθονται ασύμφωνα οι Ανώτερες Ηφαιστειακές Λάβες (Gass and Simonian, 1978). Οι συγκεκριμένες λάβες, έρχονται σε επαφή με τα ασβεστολιθικά πετρώματα, τα οποία βρίσκονται κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Γεράσας (Gass and Simonian, 1978). Αυτά τα ασβεστολιθικά πετρώματα, είναι ηλικίας Κατώτερου Μειοκαίνου και έχουν υποστεί έντονη ρηγμάτωση και πτύχωση. Όπως παρουσιάζεται, από τις επιφανειακές εμφανίσεις των λατυποπαγών, ο σερπεντινίτης, που είναι το κύριο πέτρωμα του Δάσους της Λεμεσού, τοποθετήθηκε σε μία ρηγματωμένη ζώνη, η οποία, αποτελεί το βορειότερο περιθώριο του Δάσους της Λεμεσού και καλείται, ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά (Gass and Simonian, 1978). Η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, αποτελεί την περιοχή μελέτης και η πλήρης γεωλογία της θα αναλυθεί, στο «Κεφάλαιο 5».

Η χαρακτηριστική τοποθέτηση του σερπεντινίτη, πραγματοποιήθηκε πριν την απόθεση των Ανώτερων Ηφαιστειακών Λαβών, αλλά σίγουρα μετά την οριζόντια μετατόπιση. Ο σερπετινίτης, τοποθετήθηκε μετά τη χαρακτηριστική οριζόντια μετατόπιση, γιατί συναντάται και στα πετρώματα της ρηξιγενούς ζώνης της Γεράσας, με την παρουσία παραμορφωμένων ιζημάτων (Gass and Simonian, 1978). Η τοποθέτηση του, έγινε πιθανόν στο Κάτω Μειόκαινο (Gass and Simonian, 1978), ενώ στο Μέσο Μειόκαινο, τα ιζηματογενή στρώματα δεν είχαν δεχθεί ακόμη παραμόρφωση, από συμπιεστικές δυνάμεις (Gass and Simonian, 1978). Τέλος, η οριζόντια μετατόπιση, αναπτύχθηκε κατά τη ταυτόχρονη λειτουργία των ρηξιγενών ζωνών Γεράσας και Αρακαπά (Gass and Simonian, 1978), η οποία συνεχίζει να λειτουργεί ως και σήμερα.



Σχήμα 11 – Όρια του σχηματισμού του Δάσους της Λεμεσού. Βορειότερο όριο του, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά και νοτιοδυτικό όριο του η ρηξιγενής ζώνη της Γεράσας, (τροποποιημένο από Robertson, 1977).

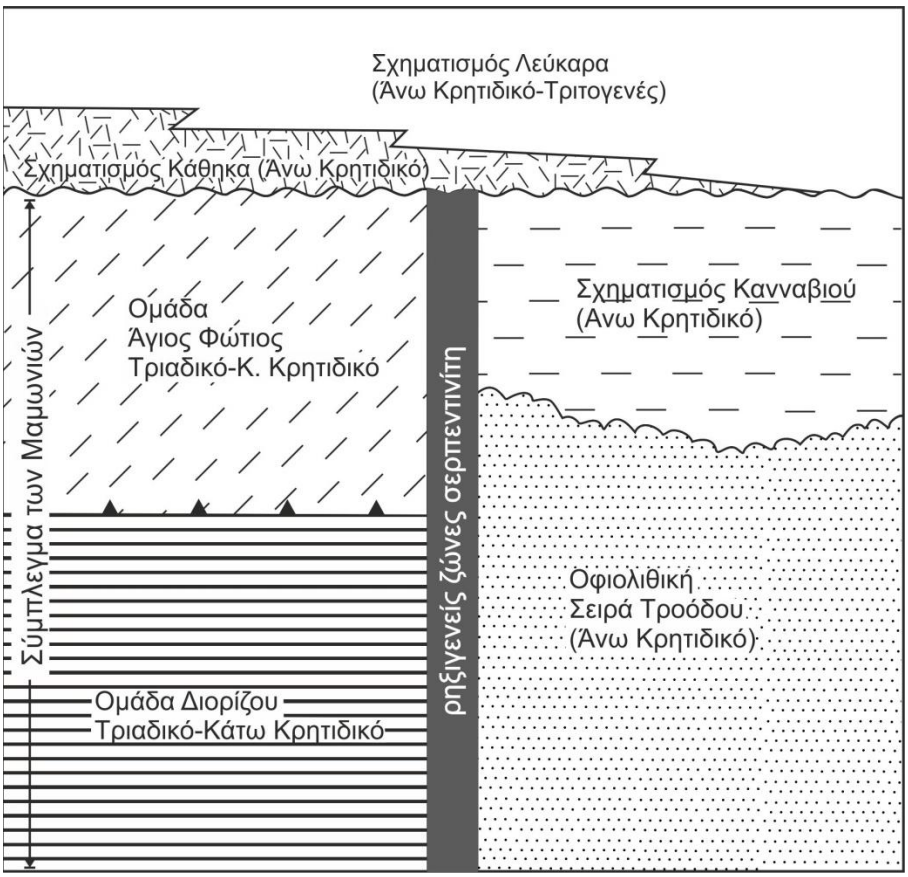
3.1.3. «Σύμπλεγμα των Μαμωνιών»

Το Σύμπλεγμα των Μαμωνιών (Σχήμα 12), συναντάται μόνο σε δύο εμφανίσεις, στο νότιο τμήμα του νησιού και σε ένα τμήμα νοτιοδυτικά, της επαρχίας Πάφου. Το σύμπλεγμα αυτό, είναι μοναδικό στον κόσμο, τόσο για τη σύσταση των πετρωμάτων του, όσο και για την τεκτονική του. Τα πετρώματα του, είναι ηλικίας Μέσο Τριαδικό – Ανώτερο Κρητιδικό και επωθήθηκε πάνω και δίπλα στην οφιολιθική μάζα του Τροόδους, κατά το Μαιστρίχτιο (Ανώτερο Κρητιδικό) (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Τα πυριγενή και τα ιζηματογενή πετρώματα, που αποτελούν το Σύμπλεγμα των Μαμωνιών (Lapiere, 1975; Robertson and Woodcock, 1979; Swarbrick, 1980; Swarbrick and Robertson, 1980), διαχωρίζονται σε δύο τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες. Η κατώτερη ακολουθία, η «Ομάδα Διαρίζος» όπως φαίνεται στο σχήμα 11, αποτελείται από Τριαδικές λάβες (pillow lavas) και από ένα υπερκείμενο ιζηματογενές κάλυμμα, ηλικίας Τριαδικό – Κατώτερο Κρητιδικό (Bailey et al., 2000). Το ιζηματογενές κάλυμμα, δομείται από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης

Κύπρου). Ο χημισμός των λαβών, της «Ομάδας Διαρίζος» (Malpas et al., 1993), δείχνει ότι σχηματίστηκαν σε μία ενδοηπειρωτική διάρρηξη, που μεταγενέστερα αναπτύχθηκε σε ένα σύστημα ωκεάνιας διάνοιξης (Bailey et al., 2000). Όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 11, πάνω από την «Ομάδας Διαρίζος», συναντάται η «Ομάδα Άγιος Φώτιος», η οποία είναι μία αμιγώς ιζηματογενής ομάδα. Τα πελαγικά αυτά ιζήματα, της «Ομάδας Άγιος Φώτιος» είναι ασβεστόλιθοι, πηλίτες και χαλαζιακοί ψαμμίτες (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Οι δύο αυτές ομάδες, του Συμπλέγματος των Μαμωνιών, διαχωρίζονται από μία επαφή μικρής γωνίας, η οποία φαίνεται να είναι αποτέλεσμα της ολίσθησης, λόγω της βαρύτητας που επικράτησε μετά το Κατώτερο Κρητιδικό (Robertson and Woodcock, 1979; Swarbrick, 1979, 1980).

Επίσης, στο Σύμπλεγμα των Μαμωνιών, έχει προστεθεί επιπλέον μία ενότητα, ο σχηματισμός της Αγίας Βαρβάρας (Swarbrick and Robertson, 1980). Η συγκεκριμένη ενότητα, περιλαμβάνει μεταβασίτες και μεταιζήματα, πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης (Bailey et al., 2000). Πιο λεπτομερέστερα, ο σχηματισμός της Αγίας Βαρβάρας, δομείται από μεταμορφωμένα πετρώματα, τα οποία είναι σχιστόλιθοι και μάρμαρα (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Γεωλογικά μοντέλα, συντάχθηκαν ειδικά για να εξηγήσουν την παρουσία, αυτών των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, μέσα σε αυτόν το σχηματισμό (Bailey et al., 2000). Το πρώτο πιθανό μοντέλο που επικράτησε, είναι ότι η μεταμόρφωση του σχηματισμού, έγινε εντός μίας ζώνης καταβύθισης (Malpas et al., 1992), ενώ το δεύτερο μοντέλο υποστηρίζει ότι η μεταμόρφωση, έγινε ταυτόχρονα με τη μεταμόρφωση του Τροόδους (Swarbrick 1980; Spray and Roddick, 1981).



Σχήμα 12 – Στρωματογραφική ακολουθία του «Συμπλέγματος των Μαμωνιών» και οι επαφές του με τα πετρώματα, των άλλων ακολουθιών της Κύπρου (τροποποιημένο από Bailey et al., 2000).

3.1.4. «Ιζηματογενής Ακολουθία του Τροόδους»

Τα ιζήματα που δομούν την «Ιζηματογενή Ακολουθία του Τροόδους», γεμίζουν όλο τον εναπομείναντα ακάλυπτο χώρο του νησιού και η συγκεκριμένη ακολουθία, έχει τη μεγαλύτερη εξάπλωση σε σχέση με τις υπόλοιπες τρεις γεωλογικές ζώνες. Τα αυτόχθονα ιζηματογενή πετρώματα της, αποτέθηκαν, στην κοιλάδα της Μεσαορίας η οποία βρίσκεται μεταξύ των οροσειρών του Πενταδακτύλου και του Τροόδους, καθώς επίσης και στο νότιο κομμάτι του νησιού. Δομείται από μπεντονίτες, μάργες, ηφαιστειοκλαστικά, κρητίδες, κλαστικά μείγματα πετρωμάτων ή «οφιολιθικά mélange» που συναντώνται σε περιοχές που συνδέονται με οφιολιθικές ακολουθίες, κερατόλιθους, ασβεστόλιθους, εβαπορίτες, ασβεστιτικούς ψαμμίτες και κλαστικά ιζήματα. Τα συγκεκριμένα αυτόχθονα ιζηματογενή πετρώματα, είναι ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό

μέχρι Πλειστόκαινο (70 εκ. χρόνια έως και πολύ πρόσφατα). (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου)

Η «Ιζηματογενής Ακολουθία του Τροόδους», ως ακολουθία, δομείται από επιμέρους σχηματισμούς, οι οποίοι έχουν σημαντικές διαφορές, σε σχέση με τον τρόπο σχηματισμού τους. Άρχισε να αναπτύσσεται κατά το Ανώτερο Κρητιδικό, με την απόθεση του σχηματισμού Κανναβιού, ο οποίος περιέχεται από μπεντονίτες και ηφαιστειοκλαστικά. Έπειτα, ο σχηματισμός Κάθηκα, ο οποίος είναι στενά συνδεδεμένος με την ανάπτυξη και τοποθέτηση, της Ζώνης των Μαμωνιών, λόγω του ότι, σε κάποιες περιοχές, ο σχηματισμός Κάθηκα επικάθεται στην εν' λόγω Ζώνη. (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Έπειτα, από την απόθεση των δύο πρώτων σχηματισμών της, κατά το Παλαιόκαινο, αποτίθεται ο σχηματισμός Λευκάρων, ο οποίος χαρακτηρίζεται από ανθρακική ιζηματογένεση. Δομείται από πελαγικές μάργες και λευκού χρώματος κρητίδες, μέσα στις οποίες μπορεί να εμφανίζονται κερατόλιθοι. Ο σχηματισμός Λευκάρων, χωρίζεται επιπλέον, σε τέσσερις επιμέρους στρωματογραφικές ενότητες, τις Κατώτερες Μάργες, τις Κρητίδες με στρώσεις Κερατόλιθων, τις Συμπαγείς Κρητίδες και τέλος στα ανώτερα στρώματα, τις Ανώτερες Μάργες. (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Συνεχίζοντας προς τα υπερκείμενα στρώματα, παρατηρείται ότι τα πετρώματα αποκτούν εμφανής κιτρινωπό χρώμα. Εμφανίζουν στρώσεις ασβεστιτικού ψαμμίτη και κατά τόπους αναπτύσσονται κροκαλοπαγή. Για το λόγο αυτό, διαχωρίστηκαν σε ένα περαιτέρω σχηματισμό, ο οποίος ονομάστηκε σχηματισμός Πάχνας. Τα πετρώματα του σχηματισμού, είναι υποκίτρινες μάργες και κρητίδες, Μειοκαινικής ηλικίας. Στη βάση και στην κορυφή του σχηματισμού, συναντώται υφαλογενείς ασβεστόλιθοι, που ονομάζονται Μέλος Τέρρα και Μέλος Κορώνια, αντίστοιχα. Η παρουσία τους οφείλεται, στο περιβάλλον αβαθούς θάλασσας, που επικράτησε κατά την αρχική και τελική απόθεση του σχηματισμού Πάχνας (Τμήμα Γεωλογικής ΕπισκόπησηςΚύπρου).

Κατά το τέλος του Μειοκαίνου, πιο συγκεκριμένα κατά το Μεσσήνιο, χρονολογείται ο σχηματισμός Καλαβασού, ο οποίος χαρακτηρίζεται από την απόθεση εβαποριτών. Πιο συγκεκριμένα, τα πετρώματα του, δομούνται από γύψους και γυψούχες μάργες. Η γύψος

φαίνεται να έχει τέσσερις διαφορετικούς τύπους, τον ελασματοειδή («μάρμαρο»), τον σακχαροειδή (κρυσταλλικό), το αλάβαστρο (συμπαγής ημιδιαφανής) και το σελενίτη (διαφανής με μεγάλους δίδυμους κρυστάλλους) (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Αφότου τελείωσε η κρίση αλμυρότητας, κατά το Πλειόκαινο, αρχίζει μία καινούργια ιζηματογένεση, της οποίας τα πετρώματα, ανήκουν στο σχηματισμό Λευκωσίας. Ο σχηματισμός αυτός, αποτελείται από στρώσεις ασβεστιτικού ψαμμίτη που στα ενδιάμεσα του συναντώνται στρώσεις αμμούχας μάργας, κίτρινους και γκρίζους ιλυόλιθους και μάργα Στα ανώτερα στρώματα της «Ιζηματογενούς Ακολουθίας του Τροόδους», συναντάμε τις κλαστικές αποθέσεις, της ενότητας Σύναγμα, οι οποίες είναι ηλικίας Πλειστοκαίνου και είναι οι πιο πρόσφατες αποθέσεις του νησιού. Στις κλαστικές αποθέσεις, που αναπτύσσονται στο δυτικό και ανατολικό τμήμα της κοιλάδας της Μεσαορίας, το Ακρωτήρι και την Πάφο, συναντώνται οι σημαντικότεροι υδροφορείς του νησιού, λόγω του ότι, πληρώνουν τις κοιλάδες και τα δέλτα των ποταμών. (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

Επίσης, οι ιζηματογενείς αποθέσεις, της «Ιζηματογενούς Ακολουθίας του Τροόδους», είναι πλούσιες σε βιομηχανικά ορυκτά, που τα πιο κύρια είναι, η γύψος, η μάργα, η άργιλος, ο μπεντονίτης, οι κρητίδες, ο σελεστίτης και η πέτρα δόμησης ή «Πουρόπετρα», η οποία χρησιμοποιήθηκε και χρησιμοποιείται σε πολλές κατασκευές (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

4. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ

Η τεκτονική εξέλιξη της Κύπρου (Σχήμα 13), άρχισε ουσιαστικά στο Ανώτερο Κρητιδικό (Καμπάνιο) και συνεχίστηκε, μέχρι την ανάδυση της, στην επιφάνεια. Η οφιολιθική σειρά του Τροόδους, όπως φαίνεται στο σχήμα 13Α, ξεκίνησε να δημιουργείται κατά μήκος ενός ρήγματος μετασχηματισμού, στο Ανώτερο Κρητιδικό (Robertson et al., 1991), καθώς, η πλάκα της Αφρικής κινήθηκε προς ΒΑ και καταβυθίστηκε κάτω από την πλάκα της Ευρασίας (Dewey et al., 1973; Moores et al., 1984).

Μία σημαντική λεπτομέρεια, που πρέπει να αναφερθεί για την «μικροπλάκα του Τροόδους», είναι ότι στο Ανώτερο Κρητιδικό (Καμπάνιο), όπου άρχισε να δημιουργείται, δέχθηκε μία αριστερόστροφη παλαιο-περιστροφή, 90°, η οποία την επηρέασε, μέχρι και το Κατώτερο Ηώκαινο (Clube et al., 1985; Clube and Robertson, 1986; Morris et al., 1990).

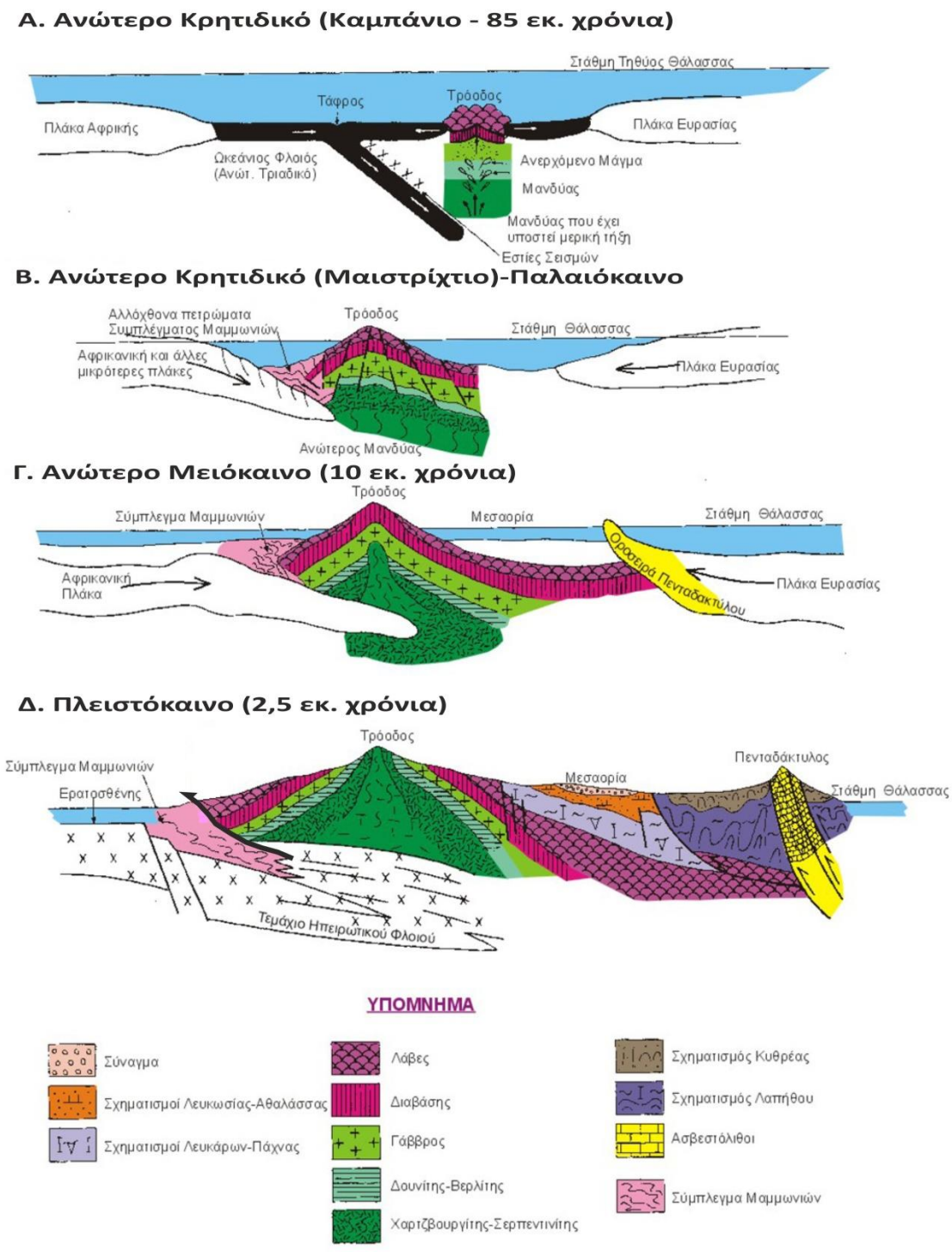
Στο τέλος του Ανώτερου Κρητιδικού (Μαιστρίχτιο), όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 13Β, παλαιότερα πετρώματα από αυτά της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους, Τριαδικής - Ανώτερης Κρητιδικής ηλικίας, τα οποία σήμερα ανήκουν στο «Σύμπλεγμα των Μαμωνιών», προσκολλήθηκαν πάνω σε αυτήν (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Έτσι, καθώς λάμβανε χώρα η παλαιο-περιστροφή, τα δύο αυτά συμπλέγματα, αντιπαρατέθηκαν κατά μήκος τοξοειδών ρηγμάτων, οριζόντιας μετατόπισης (Swarbrick, 1980).

Καθώς εξελισσόταν η ιζηματογένεση, από το Κατώτερο Τριτογενές (Παλαιόκαινο) έως το Μέσο Τριτογενές (Κατώτερο Μειόκαινο) (Robertson and Hudson, 1974), η εξελικτική πορεία του νησιού, χαρακτηρίστηκε από τεκτονική ηρεμία και από μείωση της θαλάσσιας στάθμης (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Στη συγκεκριμένη περίοδο, αποτέθηκαν ασβεστιτικά ιζήμάτα, τα οποία περιέχουν γύψο και πελαγικούς ασβεστιτικούς τουρβιδίτες (Robertson and Hudson, 1974). Σήμερα, αυτά τα πετρώματα, δομούν τους σχηματισμούς Λευκάρα και Πάχνα, που ανήκουν στην «Ιζηματογενή Ακολουθία του Τροόδους» (Robertson and Hudson, 1974).

12/05/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Η σημαντική ανύψωση της Κύπρου, ξεκινά κυρίως στο Ανώτερο Ολιγόκαινο - Κατώτερο Μειόκαινο (Robertson et al., 1991). Κατά το Ανώτερο Μειόκαινο (~10 εκ. χρόνια), στη βόρεια πλευρά της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους, τοποθετήθηκε η Οροσειρά του Πενταδακτύλου (Σχήμα 13Γ) και αυτή η τοποθέτηση, αποτέλεσε ένα σημαντικό τεκτονικό γεγονός (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Στο τέλος του Μειοκαίνου, κατά το Μεσσήνιο, ως αποτέλεσμα της κρίσης αλμυρότητας της Μεσογείου, αποτέθηκαν εβαπορίτες και τοπικά γυψούχα πετρώματα, τα οποία σήμερα, δομούν το σχηματισμό της Καλαβασού («Ιζηματογενής Ακολουθία του Τροόδους») (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Λίγο πριν το τέλος του Μειοκαίνου (~5 εκ. χρόνια), η Ζώνη του Πενταδακτύλου επωθείται με κίνηση προς νότια, πάνω στην οφιολιθική σειρά του Τροόδους, επηρεάζοντας και πτυχώνοντας όλα τα ιζήματα που συνάντησε στο πέρασμα της (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Έπειτα, η στάθμη της θάλασσας ανυψώθηκε ξανά και έτσι αποτέθηκε, ο σχηματισμός της Λευκωσίας («Ιζηματογενής Ακολουθία του Τροόδους»), Πλειοκαινικής ηλικίας (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Κατά την περίοδο του Μειοκαίνου - Κατώτερου Πλειόκαινου, ενόσω συνεχιζόταν η ιζηματογένεση και η ανυψωτική διαδικασία ήταν ενεργή, παρέμεναν ενεργές οι εκτατικές και συμπιεστικές τεκτονικές. Αυτές οι τεκτονικές, όπως όλα παρουσιάζουν σήμερα, σχετίζονται άμεσα με την οριζόντια μετατόπιση (McCallum and Robertson, 1991), που επηρέασε το νησί.

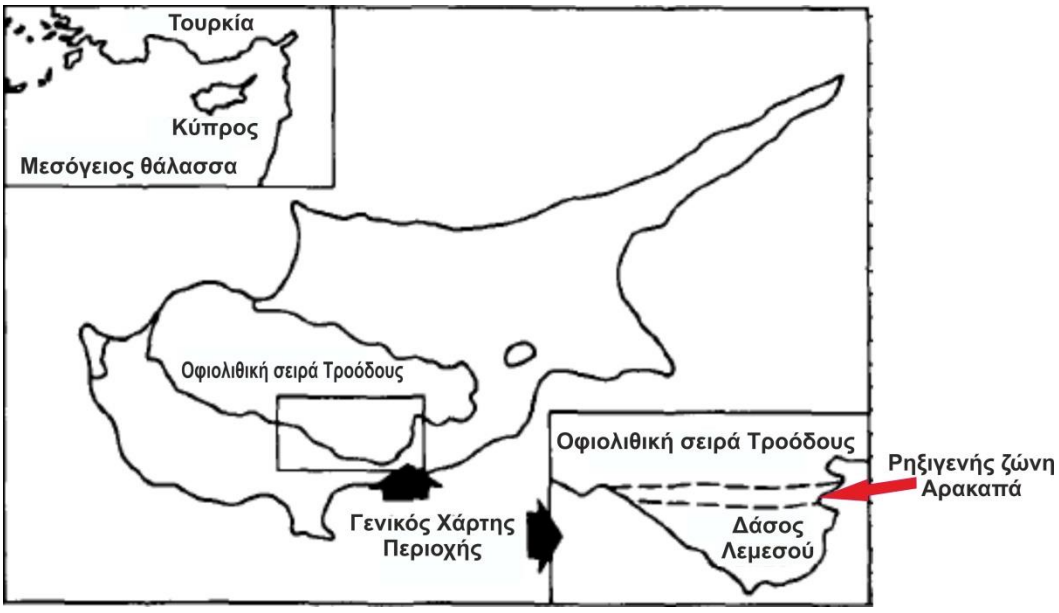
Όμως, η κύρια ανύψωση του νησιού της Κύπρου (Σχήμα 13Δ), χρονολογείται ότι ξεκίνησε κατά το Πλειστόκαινο, δηλαδή τα τελευταία 2,5 εκ. χρόνια, κατά την οποία ανυψώθηκαν οι οροσειρές του Πενταδακτύλου και του Τροόδους, σε πολύ μεγαλύτερα υψόμετρα, από αυτά που εμφανίζουν σήμερα (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Λόγω της μεγάλης ανύψωσης που υπέστησαν οι οροσειρές, σε συνδυασμό με τις έντονες κλιματικές αλλαγές, επικράτησε σημαντική διάβρωση των οροσειρών, κυρίως όμως του Τροόδους. Η διάβρωση των δύο οροσειρών, είχε ως αποτέλεσμα, τη μεταφορά υλικών προς την κοιλάδα της Μεσαορίας και προς τις κοιλάδες των μεγάλων ποταμών (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου). Κάπως έτσι, λοιπόν, δημιουργήθηκε, η σημερινή ενότητα Σύναγμα («Ιζηματογενής Ακολουθία του Τροόδους»), η οποία δομείται από κλαστικές αποθέσεις, Πλειστοκαινικής ηλικίας (Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).



Σχήμα 13 - Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Κύπρου, (τροποποιημένο από το Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου).

5. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Όπως είναι ευρέως γνωστό, η οφιολιθική σειρά του Τροόδους, αποτέλεσε ένα τμήμα ωκεάνιας λεκάνης, η οποία λειτούργησε ως ένα SSZ-οφιολιθικό σύστημα και αναπτύχθηκε σε ένα προοδευτικό σύστημα λιθοσφαιρικών πλακών, πριν από 85 Μα (Simonian and Gass, 1978; Smewing et al., 1975). Η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, κατά τη διάρκεια ανάπτυξης της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους, λειτούργησε ως ένα ρήγμα μετασχηματισμού, το οποίο σήμερα καλείται «απολιθωμένο» ρήγμα μετασχηματισμού (Moores and Vines, 1971; Simonian and Gass, 1978; MacLeod et al., 1990; Scott et al., 2012; Cann et al., 2001). Την ευρύτερη περιοχή μελέτης, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, τη διαχωρίζει σε δύο τμήματα, το βόρειο και το νότιο, στα οποία ανήκουν η οφιολιθική σειρά του Τροόδους και ο σχηματισμός του Δάσους της Λεμεσού, αντίστοιχα (Σχήμα 14). Το βόρειο τμήμα (οφιολιθική σειρά του Τροόδους), αποτελείται κυρίως, από πετρώματα του Συστήματος των Φλεβών (Simonian and Gass, 1978). Εν' αντιθέσει, το νότιο τμήμα (σχηματισμός του Δάσους της Λεμεσού), δομείται από τα κατώτερα πετρώματα της οφιολιθικής σειράς, τα οποία είναι σερπεντινίτες συνοδευόμενοι από γάββρους και πετρώματα του Συστήματος των Φλεβών (Simonian and Gass, 1978).



Σχήμα 14 – Τα δύο τμήματα (βόρειο και νότιο) που αναπτύσσονται, λόγω της ύπαρξης της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά (τροποποιημένο από Gass and Simonian, 1978).

12/05/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Ως, ένα «απολιθωμένο» ρήγμα μετασχηματισμού (Moores and Vines, 1971; Simonian and Gass, 1978; MacLeod et al., 1990; Scott et al., 2012; Cann et al., 2001), η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, αναπτύχθηκε ως μία επιμήκης ρηγματωμένη ζώνη, με παράταξη Α-Δ (Simonian and Gass, 1978). Ταυτόχρονα, καθώς αναπτυσσόταν το περιθώριο και οι εξελικτικές διεργασίες του περιθωρίου ήταν ακόμη ενεργές στην περιοχή της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, παράλληλα βυθίσματα αναπτύχθηκαν σε σειρά, τα οποία διαχωρίστηκαν από επιμήκεις ράχες (Simonian and Gass, 1978). Όπως φαίνεται, στο σχήμα 15 (Simonian and Gass, 1978), τα βυθίσματα πληρώθηκαν από διάφορα πετρώματα των ηφαιστειακών λαβών και από παρενστρωμένα κλαστικά ιζήματα, που δομούν τα ανώτερα στρώματα (Simonian and Gass, 1978). Αυτοί οι δύο σχηματισμοί, επικάθονται ασύμφωνα, πάνω στα πετρώματα του υποβάθρου (Simonian and Gass, 1978).

Γενικά, το υπόβαθρο της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, αποτελείται από ένα έντονο τεκτονικό λατυποπαγές του ωκεάνιου φλοιού και από τεμάχη που δεν έχουν δεχθεί οποιαδήποτε παραμόρφωση (Simonian and Gass, 1978). Πιο συγκεκριμένα, τόσο το τεκτονικό λατυποπαγές, όσο και τα τεμάχη που δεν έχουν δεχθεί περαιτέρω παραμόρφωση, δομούνται από μεταμορφωμένους βασάλτες (metabasalts), οι οποίοι προήλθαν από το Σύστημα των Φλεβών (Simonian and Gass, 1978; Cooke et al., 2014). Οι μεταμορφωμένοι βασάλτες, συνοδεύονται από πλαγιογρανίτες, μικρογάββρους και ηφαιστειακές λάβες πιο σπάνια (Simonian and Gass, 1978; Cooke et al., 2014). Τα ορυκτά των πετρωμάτων του υποβάθρου, τα οποία δεν είναι παραμορφωμένα, δείχνουν ότι, όλα τα πετρώματα του υποβάθρου, δέχθηκαν υδροθερμικό μεταμορφισμό μετά τη διαμόρφωση τους, ως λατυποπαγές (Simonian and Gass, 1978).

Επίσης, το τεκτονικό λατυποπαγές, είναι ευρέως κατανεμημένο και γίνεται πιο πυκνό, όταν βρίσκεται κοντά στην ρηξιγενή ζώνη (Simonian and Gass, 1978). Τα μεγάλα γωνιώδη κομμάτια, που δομούν το τεκτονικό λατυποπαγές, τα οποία προέρχονται από μεταβασάλτες και μικρογάββρους, έχουν μέγεθος που κυμαίνεται από 0.01 έως 0.5 m (Simonian and Gass, 1978). Τα συγκεκριμένα κομμάτια, βρίσκονται σε μία σειρά και κατανέμονται με τέτοιο τρόπο, που σχηματίζουν δομές, οι οποίες έχουν τη μορφή κώνου

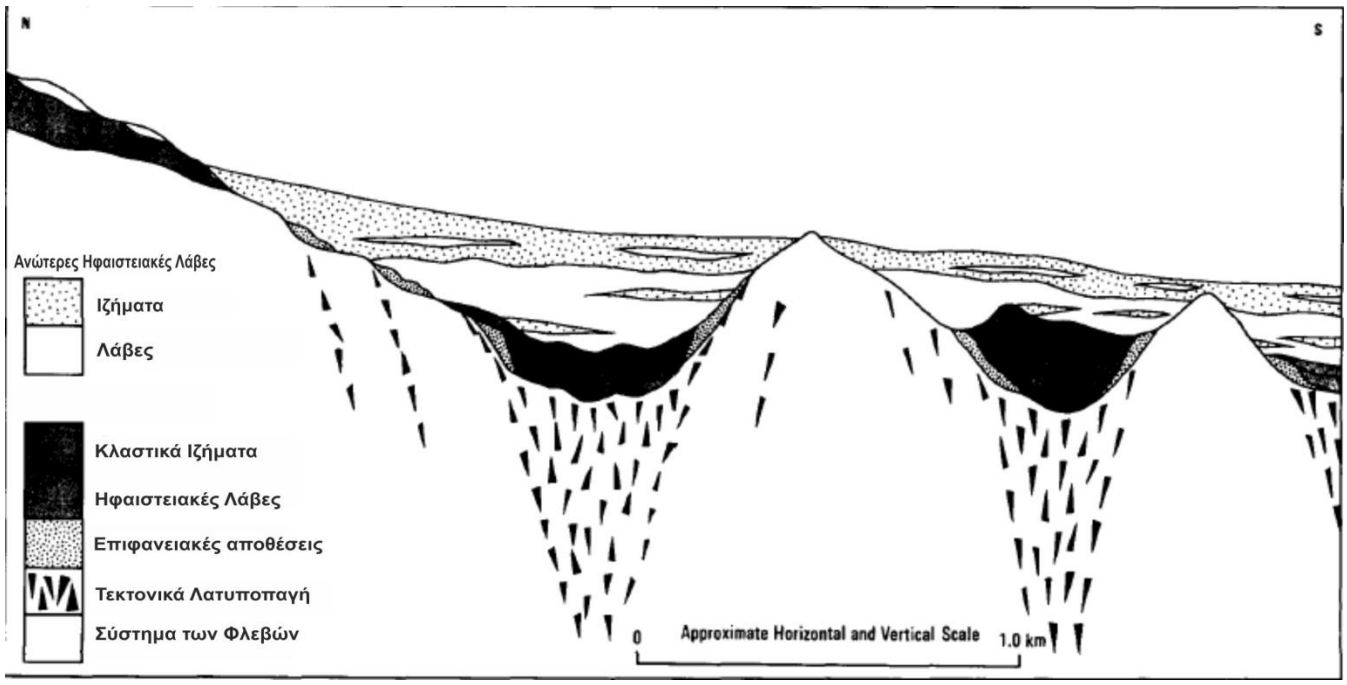
(Σχήμα 15), (Simonian and Gass, 1978). Επίσης, ο προσανατολισμός των τεμαχών, που δεν είναι παραμορφωμένα και των φλεβών, είναι τυχαίος (Simonian and Gass, 1978).

Στις πλαγιές των λόφων, το τεκτονικό λατυποπαγές, καλύπτεται από πλευρικά κορήματα, που έχουν δημιουργηθεί από μεταπτώσεις, οι οποίες οφείλονται στις καταρρεύσεις λόγω βαρύτητας (Simonian and Gass, 1978). Αυτές οι μεταπτώσεις, ενεργοποιούνται από την κίνηση του ρήγματος, δημιουργώντας ανομοιογενή εδάφη και μη σταθερά στρώματα (Simonian and Gass, 1978). Τα πλευρικά αυτά κορήματα, έχουν χαρακτηριστικό φακοειδές σχήμα, κάτι που βρίσκεται σε αντίθεση, με την γραμμική παράταξη, που έχει το τεκτονικό λατυποπαγές (Simonian and Gass, 1978). Όμως, ο διαχωρισμός της υφής και της δομής, των τεκτονικών λατυποπαγών σε σχέση με τα πλευρικά κορήματα, είναι πολύ δύσκολος (Simonian and Gass, 1978).

Επίσης, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, ανέπτυξε βυθίσματα, τα οποία πληρώθηκαν από ηφαιστειακές λάβες και κλαστικά ιζήματα. Όπως φαίνεται, στο σχήμα 15, τόσο οι Ανώτερες Ηφαιστειακές Λάβες, όσο και οι Κατώτερες Ηφαιστειακές Λάβες, αποτελούνται κυρίως από επιμήκεις μαξιλαροειδής λάβες. Οι ενότητες των συγκεκριμένων ηφαιστειακών λαβών, σε αντίθεση με τις ηφαιστειακές λάβες που συναντώνται στην υπόλοιπη οφιολιθική σειρά του Τροόδους, παρουσιάζονται ενστρωμένες, μαζί με λατυποπαγή, τόφους, μαξιλαροειδείς εμφανίσεις, ακανόνιστες διεισδύσεις και κάποιες ροές, σπανίως (Simonian and Gass, 1978). Γενικώς, οι Ηφαιστειακές Λάβες, που δομούν την ευρύτερη περιοχή της ρηξιγενούς ζώνης, δείχνουν ότι το μάγμα έφθασε στην επιφάνεια, από άφθονες ρηξιγενής ζώνες, βρίσκοντας εύκολα διόδους διείσδυσης (Simonian and Gass, 1978). Σπανίως, μέσα στις ενότητες των Ηφαιστειακών Λαβών της ρηξιγενούς ζώνης, γίνονται αντιληπτές φλέβες, οι οποίες προέρχονται από πετρώματα του Συστήματος των Φλεβών (Simonian and Gass, 1978). Όμως, κάποιες φλέβες εμφανίζονται στα ανατολικά, κοντά στο χωριό Αρακαπάς και παρουσιάζονται σαν «απομονωμένες» (Simonian and Gass, 1978; Gass et al., 1994), οι οποίες είναι πολύ λεπτές, στενές και ασυνεχής (Simonian and Gass, 1978).

Επιπλέον και οι Ανώτερες Ηφαιστειακές Λάβες, που συναντώνται στη ρηξιγενή ζώνη του Αρακαπά, φέρουν αισθητές διαφορές, σε σχέση με τις άλλες εμφανίσεις τους στις υπόλοιπες περιοχές του Τροόδους (Gass and Simonian, 1978). Στην περιοχή της

ρηξιγενούς ζώνης, εμφανίζονται ως πρωταρχικές ολιβινικές λάβες, που σπανίως έχουν ορθοπυρόξενο (Gass and Simonian, 1978), κάτι που συμβαίνει μόνο στα ανώτερα στρώματα των Ανώτερων Ηφαιστειακών Λαβών, στις άλλες περιοχές του Τροόδους (Gass, 1960; Sweming et al., 1975).



Σχήμα 15 – Σχηματική τομή, μίας διατομής της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά σε παράταξη B-N, όπως αυτό αναπτύχθηκε, ως ένα «απολιθωμένο» ρήγμα μετασχηματισμού. Παρουσιάζονται, οι κωνικές μορφές, που σχηματίζουν τα ρηξιγενείς λατυποπαγή, τα οποία πληρούν τη βάση της ζώνης, όπως και οι αποθέσεις των ηφαιστειακών και ιζηματογενών πετρωμάτων, που πληρώνουν τη ζώνη (τροποποιημένο από Simonian and Gass, 1978).

Τέλος, τα ανώτερα στρώματα των βυθισμάτων, πληρώνονται από ιζηματογενή πετρώματα. Τα συγκεκριμένα ιζήματα, δομούνται από μη απολιθωματοφόρα λατυποπαγη, ιλυόλιθους, πηλίτες, ψηφίδες και ψαμμίτες (Simonian and Gass, 1978). Αρκετές ενότητες, που ανήκουν στα ιζηματογενή πετρώματα, είναι διαβαθμισμένες, παρουσιάζοντας πάχος που φθάνει έως τα 30 m και αποτελούνται από ψηφίδες ή ψαμμίτες και βασαλτικά λατυποπαγή (Simonian and Gass, 1978). Με σταδιακές και προοδευτικές διαβαθμίσεις, φθάνουν στα υπερκείμενα στρώματα, τα οποία δομούνται από ιλυόλιθους και πηλίτες (Simonian and Gass, 1978). Κάτι που γίνεται αισθητά

αντιληπτό, είναι ότι, τα ανώτερα και κατώτερα στρώματα των ιζηματογενών πετρωμάτων, εμφανίζουν μεγάλες διαφορές. Έτσι, παρατηρείται ότι, τα κατώτερα στρώματα, περιέχουν διάφορα είδη ιζημάτων, από λατυποπαγή έως ψαμμίτες (Simonian and Gass, 1978). Τα κομμάτια των λατυποπαγών, έχουν μέγεθος από 40 έως 50 cm, ενώ το μέγεθος των κόκκων στους ψαμμίτες, είναι περίπου 1 cm (Simonian and Gass, 1978). Τα ανώτερα στρώματα, περιέχουν τις διαβαθμισμένες ενότητες και αυτά, αποτελούνται μόνο από ιλυόλιθους (Simonian and Gass, 1978).

Όλοι, οι κόκκοι των ιζημάτων, εκτός από αυτούς των πηλιτών, προέρχονται από μεταδολερίτες και μεταβασάλτες, με σπάνια παρουσία γάββρου, έχοντας γωνιώδη έως υπογωνιώδη σχήμα (Simonian and Gass, 1978). Μέσα στα ιζήματα, δεν συναντώνται κόκκοι προερχόμενοι από σερπεντινίτη (Simonian and Gass, 1978). Επιπλέον, χαλαζίας, κλινοπυρόξενος και πλαγιόκλαστο, είναι τα πιο κοινά ορυκτά που συναντώνται, στη δομή του πιο λεπτομερή ψαμμίτη (Simonian and Gass, 1978). Μία επίσης, πολύ σημαντική παρατήρηση, που αφορά τους πηλούς, είναι ότι παρουσιάζουν ποικίλα χρώματα (κίτρινο, γκρι και πράσινο), ενώ κανονικά έπρεπε να έχουν κόκκινο χρώμα, που είναι και το πρωταρχικό τους. Αυτό συμβαίνει, γιατί επηρεάστηκαν, από υδροθερμικές διεργασίες (Simonian and Gass, 1978).

6. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

6.1. Ανάλυση Τεκτονικού Χάρτη

Η δημιουργία τεκτονικού χάρτη, είναι απαραίτητη για μελέτες, που τελικός στόχος τους είναι να εξαχθεί ένα τεκτονικό αποτέλεσμα ή πληροφορία. Στον τεκτονικό χάρτη της παρούσας εργασίας (βλέπε «Παράρτημα»), δίνονται οι κλάδοι των ρηγμάτων, που κατανέμονται, κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά.

Η κύρια κίνηση, που δεσπόζει στο χάρτη, είναι αυτή της οριζόντιας μετατόπισης, τα ρήγματα της οποίας, χαρακτηρίζονται ως αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, με μερική πλάγια κίνηση. Στο σύνολο τους, τα ρήγματα αυτά, εκτείνονται με παράταξη περίπου ανατολής-δύσης και έχουν μικρές έως πολύ μικρές γωνίες τεκτονικής γράμμωσης ολίσθησης (~5° – 6°). Οι περαιτέρω διακλαδώσεις, που αναπτύσσει η οριζόντια μετατόπιση, αποτυπώνουν τη ρηξιγενή ζώνη του Αρακαπά, ως μία επιμήκης ζώνη, που έχει διανοιγόμενο πλάτος και μήκος. Η οριζόντια μετατόπιση, ανήκει στο τεκτονικό γεγονός D_1 και λειτούργησε ως μία «τεκτονική ανανέωση», στο «απολιθωμένο» ρήγμα μετασχηματισμού του Αρακαπά, κατά τη διάρκεια του Μειοκαίνου – Πλειοκαίνου.

Σε συνδυασμό με τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, κατά τη διάρκεια του τεκτονικού γεγονότος, D_1, αναπτύχθηκαν και δευτερογενείς κλάδοι. Οι συγκεκριμένοι κλάδοι, ανήκουν στις «Riedel» ρηξιγενείς δομές οριζόντιας μετατόπισης και σε κανονικά ρήγματα. Οι «Riedel» ρηξιγενείς δομές, έχουν παράταξη ΝΑ-ΒΔ ή ΒΑ-ΝΔ, με μικρές γωνίες τεκτονικής γράμμωσης ολίσθησης, ενώ τα κανονικά ρήγματα, έχουν σύμφωνη παράταξη, είτε με τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, είτε με τις «Riedel» ρηξιγενείς δομές τους.

Μετέπειτα, κατά το Πλειστόκαινο, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, επηρεάστηκε από το τεκτονικό γεγονός D_2, το πρόσφατο τεκτονικό γεγονός, που η λειτουργία του είναι μέχρι και σήμερα, ενεργή. Το συγκεκριμένο τεκτονικό γεγονός, χαρακτηρίζεται από νεότερα κανονικά ρήγματα, μεγάλης γωνίας τεκτονικής γράμμωση ολίσθησης, που έχουν παράταξη ΑΝΑ-ΔΒΔ ή ΑΒΑ-ΔΝΔ, η οποία πολλές φορές, γίνεται ακριβώς, Α-Δ. Η κανονική κίνηση που συντελείται σε αυτό το τεκτονικό γεγονός, είναι απόλυτα σύμφωνη

12/05/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

με την έκταση Β-Ν, που υφίσταται η ευρύτερη περιοχή της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά. Αποτέλεσμα αυτής της έκτασης, είναι η συνεχής διάνοιξη του πλάτους της ρηξιγενής ζώνης του Αρακαπά.

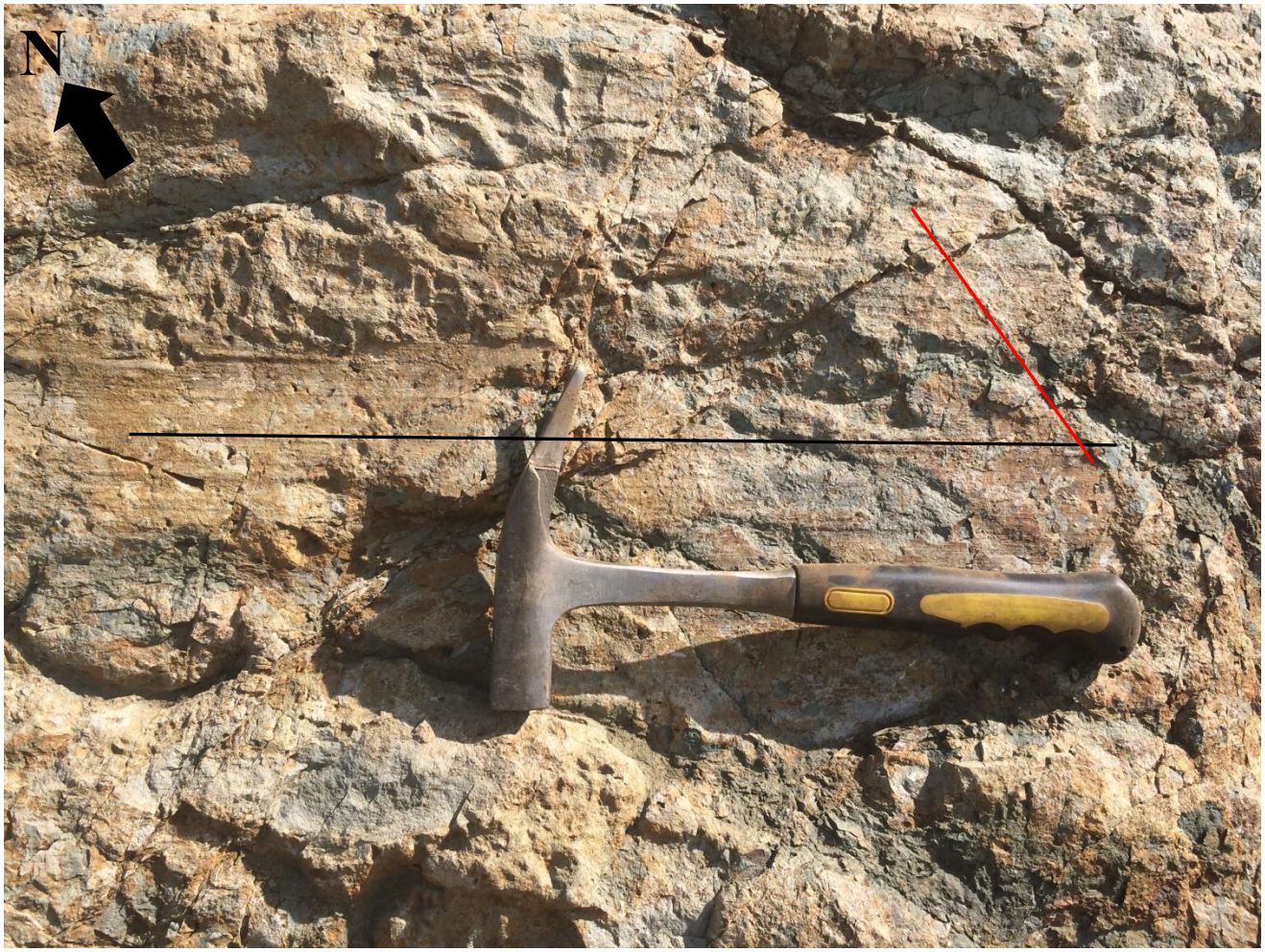
Ένα επιπλέον πρόσθετο ρήγμα, που δίνεται στο χάρτη, είναι το ρήγμα της Οδού, που η συγκεκριμένη δομή, αναπτύσσεται με παράταξη ΒΔ-ΝΑ, που είναι σύμφωνη, με την παράταξη της ρηξιγενούς ζώνης της Γεράσας. Πιθανόν, αναπτύχθηκε κατά τη διάρκεια του τεκτονικού γεγονότος D_1 και είναι ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, όμοιο με τη ρηξιγενή ζώνη της Γεράσας. Το ρήγμα της Οδού, δεν αναλύεται περαιτέρω στη συνέχεια της παρούσας εργασίας, λόγω του ότι αντικείμενο μελέτης, ήταν συγκεκριμένα, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά.

6.2. Ανάλυση Τάσεων

Αναλυτικά, για την τεκτονική παραμόρφωση και για να υπολογιστεί η νεότερη δυναμική, καθώς επίσης, η γεωμετρία και η κινηματική, που αναπτύσσονται κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, έγινε σειρά μετρήσεων (παράταξη, κατεύθυνση κλίσης, γωνία κλίσης και γωνία τεκτονικής γράμμωσης ολίσθησης) , που μετέπειτα αυτές οι μετρήσεις, χρησιμοποιήθηκαν στο λογισμικό MyFault™, για να εξαχθούν τα τεκτονικά διαγράμματα, της κάθε δυναμικής της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά.

Από τις υπαίθριες παρατηρήσεις και λαμβάνοντας υπόψη, τα γεωλογικά κριτήρια της σχετικής χρονολόγησης των γεγονότων (π.χ. αλληλεπίδραση τεκτονικών δομών, ανάπτυξη τεκτονική γράμμωση ολίσθησης πάνω σε μία παλαιότερη τεκτονική γράμμωση ολίσθησης, κ.α.), φαίνεται ότι, στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, λειτούργησαν δύο τεκτονικά γεγονότα (Σχήμα 17), που κατά τη διάρκεια τους, διαμόρφωσαν τη ρηξιγενή ζώνη του Αρακαπά. Τα τεκτονικά γεγονότα, θεωρούνται, το D_1, το παλαιότερο τεκτονικό γεγονός, το οποίο έλαβε χώρα, κατά το Μειόκαινο – Πλειόκαινο και το D_2, το πρόσφατο τεκτονικό γεγονός, το οποίο φαίνεται να ξεκίνησε κατά το Τεταρτογενές (Πλειστόκαινο) και να συνεχίζεται, μέχρι σήμερα (Ολόκαινο). Το νεότερο τεκτονικό γεγονός D_2, συναντήθηκε μόνο σε λίγες θέσεις, οι οποίες βρίσκονται στο δυτικό τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης.

Στα σχήματα 16 – 22, παρουσιάζονται ρηξιγενείς επιφάνειες, της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά.



Σχήμα 16 – D_1 τεκτονικό γεγονός (μαύρες γραμμές) και D_2 τεκτονικό γεγονός (κόκκινες γραμμές), σε ρηξιγενή επιφάνεια στο χωριό Αρακαπάς.

Σχήμα 17 – Λήψη από μακριά της ρηξιγενούς επιφάνειας, του σχήματος 16.

Σχήμα 18 –Ρηξιγενής επιφάνεια, στο χωριό Άγιος Κωνσταντίνος.

Σχήμα 19 – Καθρέφτης της ρηξιγενούς επιφάνειας, του σχήματος 18.

Σχήμα 20 – Ρηξιγενής επιφάνεια, στο χωριό Καλό Χωριό.

Σχήμα 21 – Ρηξιγενής επιφάνεια, στο χωριό Άγιος Μάμας.

Σχήμα 22 – Ρηξιγενής επιφάνεια, στο δρόμο από το χωριό Αρακαπά προς το χωριό Καλό Χωριό.

Το D_1, χαρακτηρίζεται από διάφορα πεδία τάσεων, λόγω του ότι, σε αυτό το τεκτονικό γεγονός, αναπτύχθηκαν 3 είδη ρηγμάτων. Γι' αυτό το λόγο, οι άξονες παραμόρφωσης, κατανέμονται με διαφορετικές παρατάξεις και έτσι, ταξινομούνται διάφορες ομάδες πεδίων τάσεων. Η κύρια τεκτονική δράση, του D_1 τεκτονικού γεγονότος, δημιουργείται από οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα (Strike-slip faults), τα οποία σε κάποιες θέσεις συνοδεύονται από τις «Riedel» ρηξιγενείς δομές (Riedel Strike-slip faults) και από κανονικά ρήγματα.

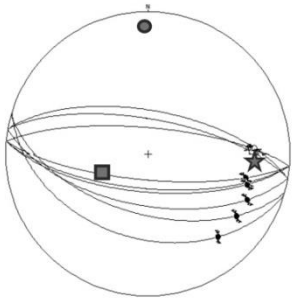
Τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, παρουσιάζονται με παρατάξεις, ΑΝΑ-ΔΒΔ, οι οποίες έχουν πολύ μικρή απόκλιση από τον άξονα ανατολής-δύσης και κάποιες φορές γίνονται, ακριβώς Α-Δ. Αυτό υποδεικνύει, ότι το συγκεκριμένο είδος ρήγματος,

αναπτύχθηκε με παράταξη παράλληλη, με την παράταξη ανάπτυξης, που παρουσιάζει η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, στο γενικό σύνολο της. Οι σύνοδες «Riedel» ρηξιγενείς δομές, οι οποίες είναι και οι πιο χαρακτηριστικές δομές, των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, έχουν παράταξη σχεδόν κάθετη, πάνω στην παράταξη αυτών των ρηγμάτων. Στην περιοχή μελέτης, οι ρηξιγενείς αυτές δομές, έχουν αναπτυχθεί με παρατάξεις, κυρίως ΝΑ-ΒΔ και ΒΑ-ΝΔ. Μερικές όμως από αυτές τις δομές, εμφανίζουν και παρατάξεις, οι οποίες έχουν μικρή απόκλιση, από τους άξονες Β-Ν και Α-Δ, δηλαδή, ΝΝΑ-ΒΒΔ και ΑΒΑ-ΔΝΔ. Την συνολική ομάδα των ρηγμάτων, του τεκτονικού γεγονότος, D_1, συμπληρώνουν οι μικρές κανονικές μετατοπίσεις, που δημιουργήθηκαν, από πλάγιες κινήσεις, τόσο των οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτων, όσο και των συνοδών «Riedel» ρηξιγενών δομών τους, τα οποία ρήγματα δημιουργούσαν μεγάλες μεταπτωτικές κλίσεις. Τα κανονικά ρήγματα, είτε είναι παράλληλα, έχοντας σχεδόν την ίδια παράταξη με τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, είτε, είναι σχεδόν παράλληλα με τις «Riedel» ρηξιγενείς δομές τους, έχοντας την ίδια παράταξη με αυτές.

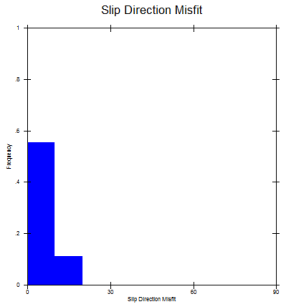
Στο (Σχήμα 23), δίνονται τα διαγράμματα των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, τα οποία, έχουν διεύθυνση κλίσης, ΝΝΔ ή ΒΒΑ, που αρκετές φορές, τείνει να γίνει ακριβώς, νότια ή βόρεια, αντίστοιχα. Από αυτά τα διαγράμματα, το (1), (2) και (4), έχουν τους δύο άξονες, σ_1 και σ_3 υπο-οριζόντιους, ενώ το διάγραμμα (3) και (5), δίνουν τον άξονα σ_1 υπο-οριζόντιο και τον άξονα σ_3, σχεδόν οριζόντιο.

Τα διαγράμματα (1), (2) και (5), μπορούν να ομαδοποιηθούν σε ένα σύνολο, σύμφωνα, με την τοποθέτηση των κύριων αξόνων τους. Ο άξονας σ_1, στο (2) και (5) διάγραμμα, έχει παράταξη Α-Δ, ενώ στο διάγραμμα (1) βρίσκεται, σε μικρή απόκλιση από τον άξονα ανατολής-δύσης, με παράταξη ΑΝΑ-ΔΒΔ. Η διεύθυνση κλίσης του άξονα, στα διαγράμματα (2) και (5), είναι προς Α και στο διάγραμμα (1), είναι ΝΑ, με μικρή γωνία κλίσης. Από την άλλη, ο άξονας σ_3, έχει παρόμοια ανάπτυξη, ΒΒΔ-ΝΝΑ και στα τρία διαγράμματα, με μικρή απόσταση από τον άξονα βορρά-νότου. Η διεύθυνση κλίσης του, είναι ΒΔ και με πολύ μικρή έως μικρή, γωνία κλίσης. Στο διάγραμμα (3), ο άξονας σ_1, παρουσιάζει την ίδια παράταξη, με αυτήν του διαγράμματος (1), δηλαδή, ΑΝΑ-ΔΒΔ, ενώ ο άξονας σ_3, αναπτύσσεται με αντίθετη παράταξη, από τα υπόλοιπα διαγράμματα, ΒΒΑ-ΝΝΔ. Ο άξονα σ_1, έχει διεύθυνση κλίσης ΝΔ, με μεσαία γωνία και ο άξονα σ_3, έχει

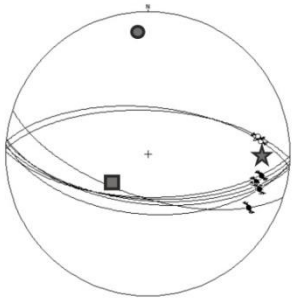
ΒΑ, διεύθυνση κλίσης, με πολύ μικρή γωνία, σχεδόν μηδενική. Επιπλέον, το διάγραμμα (4), δεν φέρει καμία ομοιότητα η δυναμική του, με τις δυναμικές των υπόλοιπων διαγραμμάτων, αφού οι άξονες του σ_1 και σ_3, έχουν ανάπτυξη ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ, αντίστοιχα. Η διεύθυνση κλίσης του άξονα σ_1, είναι ΒΑ και του άξονα σ_3, ΒΔ, με μικρή και μεσαία γωνία κλίσης, αντίστοιχα.



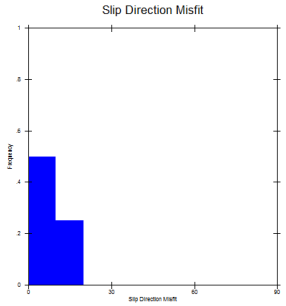
(1)



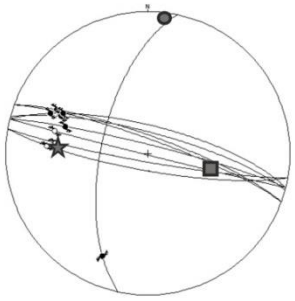
R = 0,41



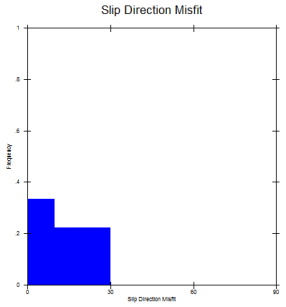
(2)



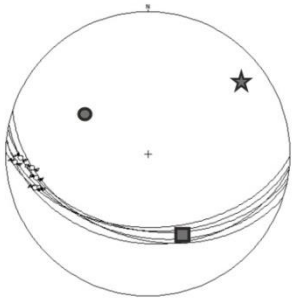
R = 0,41



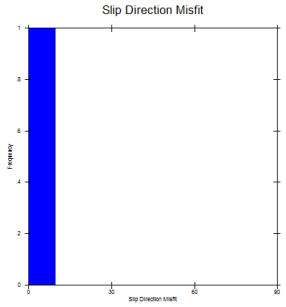
(3)



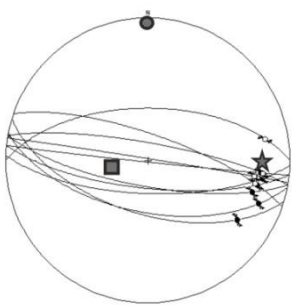
R = 0,43

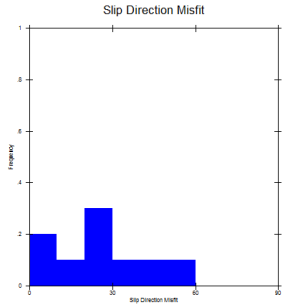


(4)



R = 0,51





(5) R = 0,44

Σχήμα 23 – **Τεκτονικά διαγράμματα** του πεδίου τάσεων ($\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$), για τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, του τεκτονικού γεγονότος D_1 και **ιστογράμματα** των «misfit angles» (γωνία, μεταξύ του θεωρητικού διανύσματος ολίσθησης (slip vector) και των μετρήσιμων γραμμώσεων ολίσθησης), όπου «Stress Ratio» ισούται με, $R=\sigma_2- \sigma_3/ \sigma_1- \sigma_3$.

σ_1: ★, σ_2: ■ και σ_3: ●

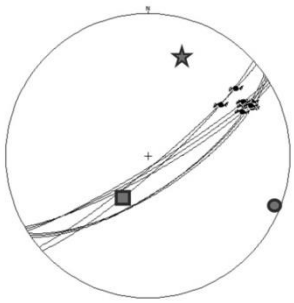
Στη συνέχεια, στο σχήμα 24, παρουσιάζονται τα διαγράμματα των «Riedel» δομών, των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Στα διαγράμματα αυτά, δίνονται απόλυτα συγκεχυμένες τοποθετήσεις των κυρίων αξόνων κι έτσι μπορούν να ομαδοποιηθούν, περαιτέρω, σε μικρότερες υπο-ομάδες. Στα περισσότερα διαγράμματα, των «Riedel» δομών, όπως είναι το (2), (3), (5), (6), (7), (8), (10), (11), (12) και (13), ο άξονας σ_1 και ο άξονας σ_3, έχουν υπο-οριζόντια ανάπτυξη. Σε δύο από τα διαγράμματα, στο (1) και (4), ο άξονας σ_3, είναι οριζόντιος, ενώ ο σ_1, είναι υπο-οριζόντιος και στο διάγραμμα (9), ο άξονας σ_1, είναι ο οριζόντιος και ο άξονας σ_3, ο υπο-οριζόντιος.

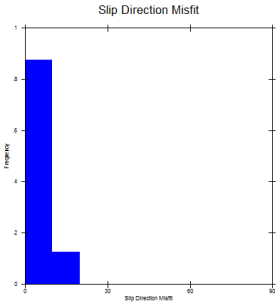
Από την πρώτη ομάδα, μπορεί να γίνει κατευθείαν ταύτιση των διαγραμμάτων (2), (3), (8) και (11), αφού οι άξονες σ_1 και σ_3, συναντώνται με ανάπτυξη παράταξης, ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ, αντίστοιχα. Ο άξονας σ_1, στα διαγράμματα (2), (3) και (8), έχει διεύθυνση κλίσης ΒΔ και στο διάγραμμα (11), ΝΑ και με μικρή έως μεσαία, γωνία κλίσης. Ο άξονας σ_3, στα διαγράμματα (2), (8) και (11), έχει διεύθυνση κλίσης ΒΑ και στο διάγραμμα (3), ΝΔ. Η γωνία κλίσης του άξονα σ_3, στο διάγραμμα (2), είναι μεγάλη, ενώ στα υπόλοιπα αποκτά, μικρές έως μεσαίες, γωνίες κλίσης. Επίσης, τα διαγράμματα (6), (7), (10) και (13), ομαδοποιούνται ξεχωριστά, γιατί έχουν ανάπτυξη παράταξης, του άξονα σ_1, ΒΑ-ΝΔ και του άξονα σ_3, ΝΑ-ΒΔ. Η διεύθυνση κλίσης, του άξονα σ_1, στο διάγραμμα (6), είναι ΝΔ και στα διαγράμματα (7), (10) και (13), ΒΑ, όπου σε όλα

παρουσιάζεται με μικρές έως μεγάλες, γωνίες κλίσεις. Ο άξονας σ_3, συναντάται με ΒΔ, διεύθυνση κλίσης, στα διαγράμματα (6) και (10) και με ΝΑ, στα διαγράμματα (7) και (13), όπου σε όλα η γωνία κλίσης του, είναι μικρή. Τα διαγράμματα (5) και (12), σχεδόν ταιριάζουν απόλυτα, αφού η παράταξη του άξονα σ_1, προσανατολίζεται, ΝΑ-ΒΔ, σε μικρή απόσταση από τον άξονα βορρά-νότου και του άξονα σ_3, προσανατολίζεται, ΒΑ-ΝΔ. Οι άξονες σ_1 και σ_3, και στα δύο διαγράμματα, συναντώνται με διεύθυνση κλίσης, ΝΑ και ΒΑ, αντίστοιχα. Η γωνία κλίσης και των δύο αξόνων, είναι μικρή.

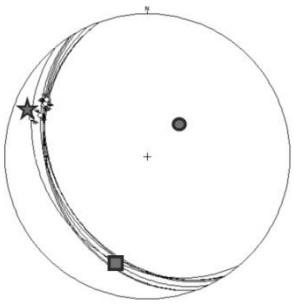
Έπειτα, στη δεύτερη γενική ομάδα, όπου ομαδοποιήθηκαν, τα διαγράμματα (1) και (4), ο άξονας σ_1, έχει ανάπτυξη παράταξης, ΒΑ-ΝΔ και ο άξονας σ_3, ΝΑ-ΒΔ, ο οποίος παρουσιάζεται, με ΒΑ διεύθυνση κλίσης και μικρή έως μεσαία γωνία κλίσης. Αντιθέτως, ο άξονας σ_3, στο διάγραμμα (1), έχει διεύθυνση κλίσης ΝΑ, ενώ στο διάγραμμα (4) ΒΔ, όμως και στα δύο παρουσιάζει, σχεδόν μηδενική γωνία κλίσης.

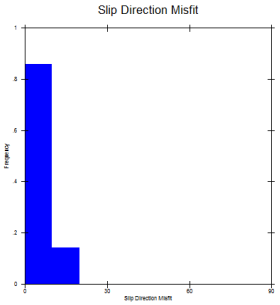
Τέλος, στο διάγραμμα (9), όπου οι δύο άξονες του, έχουν την ίδια παράταξη, με την παράταξη των διαγραμμάτων της δεύτερης ομάδας, όμως η μόνη διαφορά του από αυτά, είναι ότι, φέρει τον άξονα σ_1, να είναι ο οριζόντιος και τον άξονα σ_3, υπο-οριζόντιο. Ο άξονας σ_1, έχει διεύθυνση κλίσης ΝΔ, με μηδενική γωνία κλίσης και ο άξονας σ_3, έχει ΒΔ διεύθυνση κλίσης, με μικρή γωνία κλίσης.



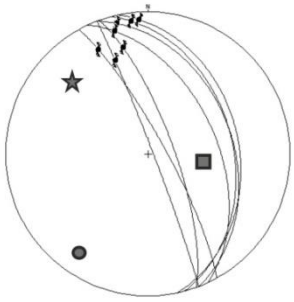


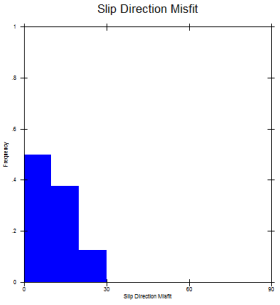
(1) R = 0,50



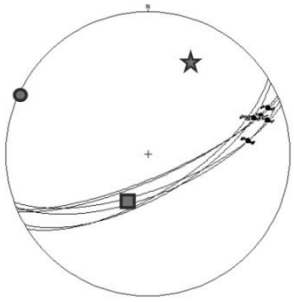


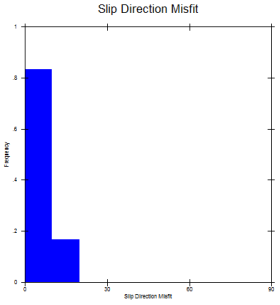
(2) R = 0,50



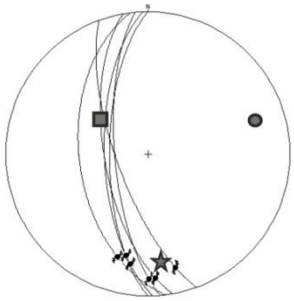


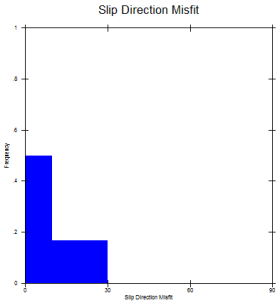
(3) R = 0,42



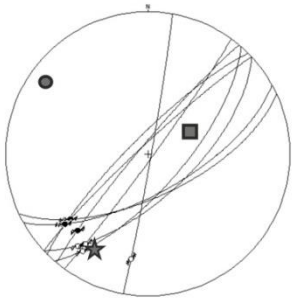


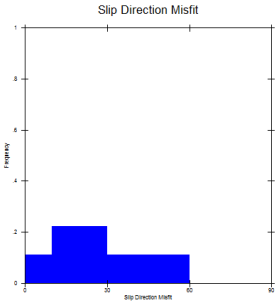
(4) R = 0,51



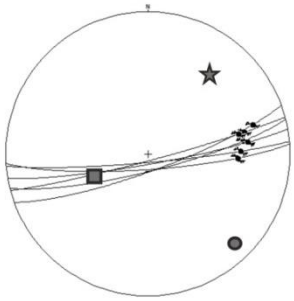


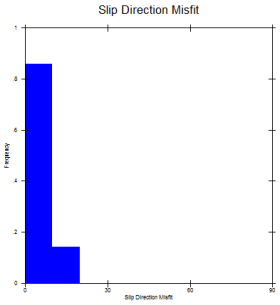
(5) R = 0,51



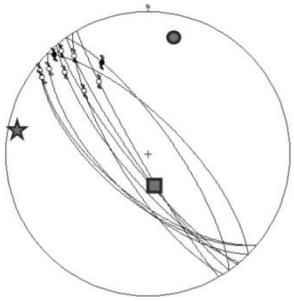


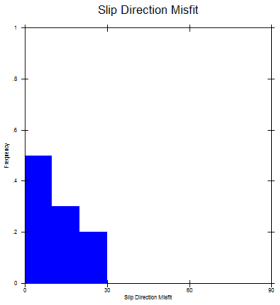
(6) R = 0,45



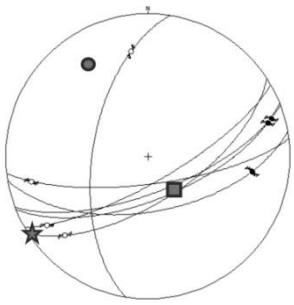


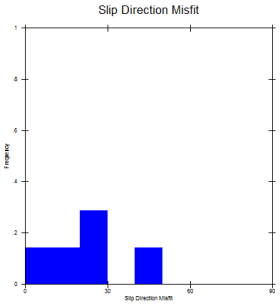
(7) R = 0,49



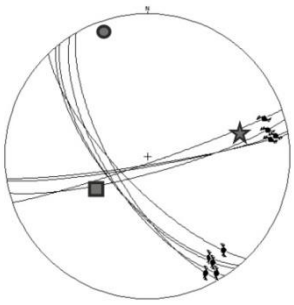


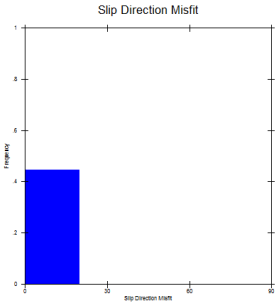
(8) R = 0,50



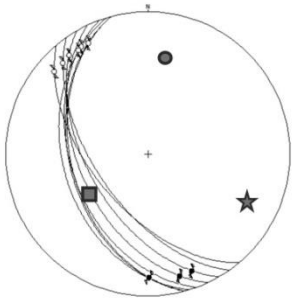


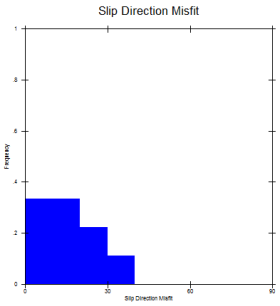
(9) R = 0,50



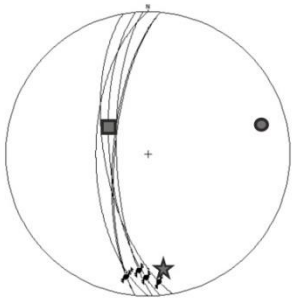


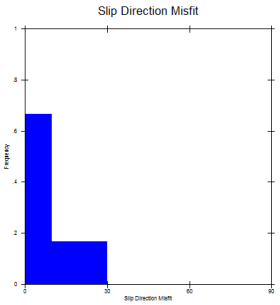
(10) R = 0,48



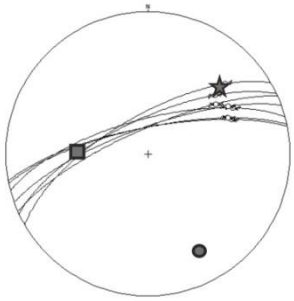


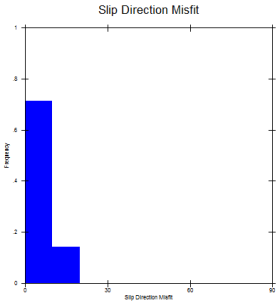
(11) R = 0,52





(12) R = 0,50





(13) R = 0,50

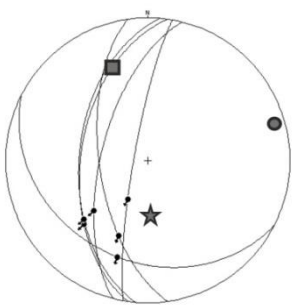
Σχήμα 24 – **Τεκτονικά διαγράμματα** του πεδίου τάσεων ($\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$), για τις «Riedel» δομές, των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, του τεκτονικού γεγονότος D_1 και **ιστογράμματα** των «misfit angles» (γωνία, μεταξύ του θεωρητικού διανύσματος ολίσθησης (slip vector) και των μετρήσιμων γραμμώσεων ολίσθησης), όπου «Stress Ratio» ισούται με, $R=\sigma_2-\sigma_3/\sigma_1-\sigma_3$.

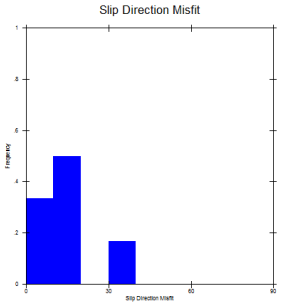
σ_1: ★ , σ_2: ■ και σ_3: ●

Τελευταία ομάδα ρηγμάτων, του D_1 τεκτονικού γεγονότος, είναι τα κανονικά ρήγματα που δίνονται στο σχήμα 25, τα οποία παρουσιάζουν τη δική τους, ανάλογη δυναμική. Μέσω των διαγραμμάτων τους, φαίνεται η κίνηση τους να γίνεται, εξ' ολοκλήρου, προς τα δυτικά (ΒΔ ή ΝΔ).

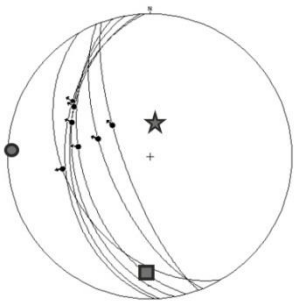
Αρχικά, παρατηρείται ότι, τα τρία πρώτα διαγράμματα, (1), (2) και (3), παρουσιάζουν, μία περίπου ταύτιση, αφού φέρουν υπο-οριζόντιο άξονα σ_1, ο οποίος τείνει να πλησιάσει ακριβώς, τον άξονα βορρά-νότου, ενώ ο άξονας σ_3, είναι υπο-οριζόντιος στο διάγραμμα (3) και σχεδόν οριζόντιος, στα άλλα δύο διαγράμματα. Όμως, τα τρία αυτά διαγράμματα, φέρουν και κάποιες διαφορές. Στα διαγράμματα (1) και (3), ο άξονα σ_1, έχει παράταξη, ΝΝΑ-ΒΒΔ και βρίσκεται περίπου στην ίδια θέση, με διεύθυνση κλίσης ΝΑ και μεσαία γωνία κλίσης. Ενώ στο (2), ο άξονα σ_1, έχει παράταξη, ΒΒΑ-ΝΝΔ, με διεύθυνση κλίσης ΒΑ και με μεγάλη γωνία. Επίσης, ο άξονας σ_3, στα διαγράμματα (2) και (3), έχει προσανατολισμό ΔΒΔ-ΑΝΑ και διεύθυνση κλίσης ΒΔ, με μικρή γωνία κλίσης. Ενώ στο διάγραμμα (1), ο άξονας σ_3, παρουσιάζει μικρή γωνία κλίσης, αλλά έχει παράταξη, ΒΑ-ΝΔ και διεύθυνση κλίσης, ΒΑ.

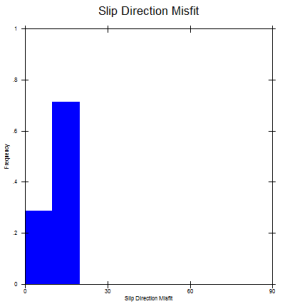
Τα τελευταία διαγράμματα, (4) και (5), είναι σχεδόν πανομοιότυπα, εμφανίζοντας, υπο-οριζόντιο τον άξονα σ_1 και σχεδόν οριζόντιο τον άξονα σ_3, με προσανατολισμό ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ, αντίστοιχα. Ο άξονας σ_1, έχει ίδια διεύθυνση κλίσης, η οποία είναι ΒΔ, με αρκετά μεγάλη γωνία. Εν' αντίθεση, ο άξονας σ_3, συναντάται και στα δύο διαγράμματα με σχεδόν μηδενική γωνία κλίσης, όμως η διεύθυνση κλίσης του διαφέρει. Η διεύθυνση κλίσης του, στο διάγραμμα (4), είναι ΒΑ και στο διάγραμμα (5), ΝΔ.



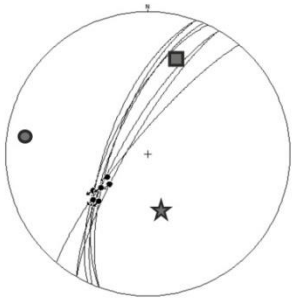


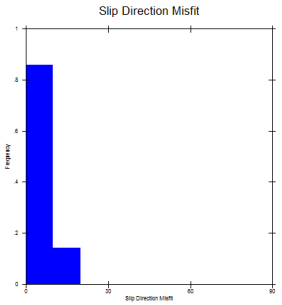
(1) R = 0,37



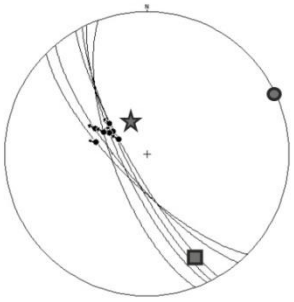


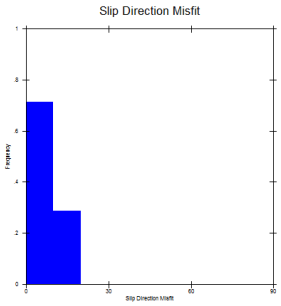
(2) R = 0,47



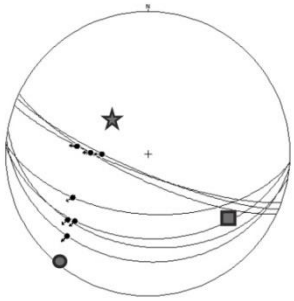


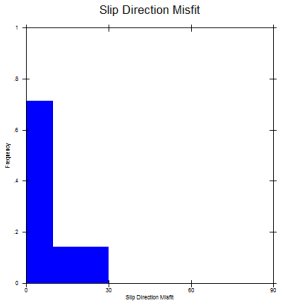
(3) R = 0,48





(4) R = 0,49





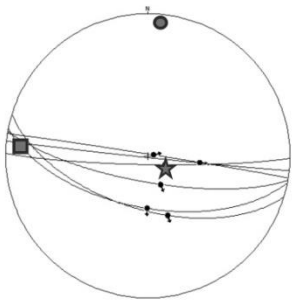
(5) R = 0,51

Σχήμα 25 – **Τεκτονικά διαγράμματα** του πεδίου τάσεων ($\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$), των κανονικών ρηγμάτων, του τεκτονικού γεγονότος D_1 και **ιστογράμματα** των «misfit angles» (γωνία, μεταξύ του θεωρητικού διανύσματος ολίσθησης (slip vector) και των μετρήσιμων γραμμώσεων ολίσθησης), όπου «Stress Ratio» ισούται με, $R=\sigma_2- \sigma_3/ \sigma_1- \sigma_3$.

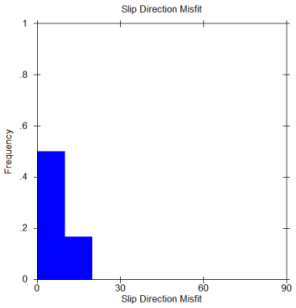
σ_1: ★, σ_2: ■ και σ_3: ●

Το πρόσφατο τεκτονικό γεγονός, D_2, (Σχήμα 26), χαρακτηρίζεται, από νεότερα κανονικά ρήγματα, μεγάλης γωνίας κλίσης, τα οποία φαίνεται να έχουν μία κύρια διαφυγή προς ΝΑ. Τα συγκεκριμένα ρήγματα, συνήθως έχουν παράταξη ΑΝΑ-ΔΒΔ ή ΑΒΑ-ΔΝΔ, η οποία πολλές φορές, γίνεται ακριβώς, Α-Δ. Σε όλα τα διαγράμματα του, εκτός από το διάγραμμα (3), ο άξονας, σ_1, είναι υπο-οριζόντιος και ο ελάχιστος εφελκυστικός άξονας, σ_3, οριζόντιος. Το διάγραμμα (3), έχει ως αποτέλεσμα, να αποτυπώνει, ακριβώς την εικόνα ενός κανονικού ρήγματος, γιατί φέρει τον άξονα σ_1, να τοποθετείται ακριβώς στο κέντρο του δικτύου, δηλαδή να είναι κατακόρυφος, που αυτό υποδεικνύει, την ύπαρξη μιας κατακόρυφης τεκτονικής γράμμωσης ολίσθησης. Αντιθέτως φέρει, τον άξονα σ_3, να είναι σχεδόν οριζόντιος. Σε όλα τα διαγράμματα, ο άξονας σ_1, έχει μεγάλη γωνία κλίσης και ο άξονας σ_3, σχεδόν μηδενική γωνία.

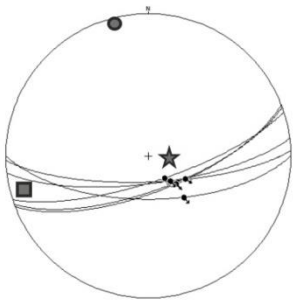
Τα διαγράμματα (1) και (3), φαίνεται να ταυτίζονται, αφού ο άξονας σ_3, έχει την ίδια ανάπτυξη παράταξης, ΒΒΑ-ΝΝΔ. Παρουσιάζει όμως, αντίθετη διεύθυνση κλίσης, όπου στο διάγραμμα (1) είναι ΒΒΑ και στο διάγραμμα (3), ΝΝΔ. Ο άξονας σ_1, στο διάγραμμα (1), έχει παράταξη ΑΝΑ-ΔΒΔ, πολύ κοντά στον άξονα ανατολής-δύσης, με διεύθυνση κλίσης ΑΝΑ. Όμως, όπως προανέφερα, στο διάγραμμα (3), ο άξονας σ_1, είναι σχεδόν κατακόρυφος. Το διάγραμμα (2), εμφανίζει συνάφεια, με το διάγραμμα (4), στην ανάπτυξη παράταξης του άξονα σ_3, η οποία είναι ΝΑ-ΒΔ, με διεύθυνση κλίσης ΒΔ και ΝΑ, αντίστοιχα. Η διαφορά τους, είναι στην τοποθέτηση, του άξονα σ_1, ο οποίος στο διάγραμμα (2), έχει παράταξη Α-Δ, με διεύθυνση κλίσης προς Α, ενώ στο διάγραμμα (4), έχει παράταξη ΑΒΑ-ΔΝΔ, με διεύθυνση κλίσης ΑΒΑ.



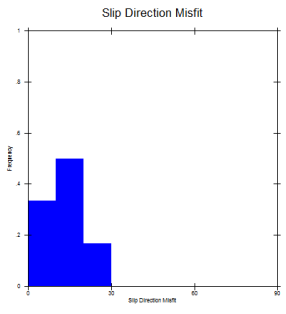
(1)



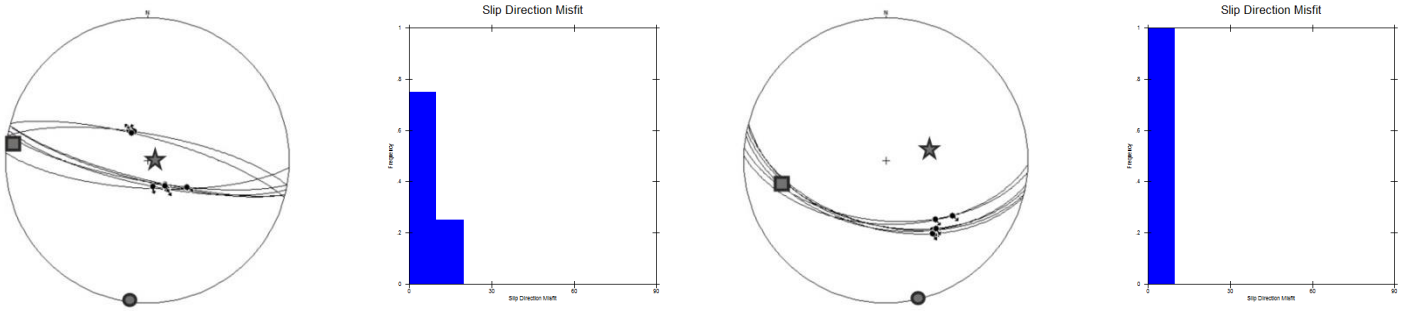
R = 0,51



(2)



R = 0,48



(3) R = 0,54 (4) R = 0,50

Σχήμα 26 – **Τεκτονικά διαγράμματα** του πεδίου τάσεων ($\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$), των κανονικών ρηγμάτων, του τεκτονικού γεγονότος D_2 και **ιστογράμματα** των «misfit angles» (γωνία, μεταξύ του θεωρητικού διανύσματος ολίσθησης (slip vector) και των μετρήσιμων γραμμώσεων ολίσθησης), όπου «Stress Ratio» ισούται με,

$$R=\sigma_2- \sigma_3/ \sigma_1- \sigma_3.$$

σ_1:★ , σ_2:■ και σ_3: ●

Όμως, τα παραπάνω διαγράμματα, δεν επαρκούν, για την κατανόηση του γενικού πεδίου τάσεων στο κάθε τεκτονικό γεγονός και ο λόγος είναι ότι, οι διάφορες θέσεις που μετρήθηκαν, καθώς ομαδοποιούνται, κατανέμουν διαφορετικά πεδία τάσεων. Η επικράτηση, διαφορετικών πεδίων τάσεων, σε κάθε τεκτονικό γεγονός, στην ευρύτερη περιοχή της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, μπορεί να είναι αποτέλεσμα, διάφορων λόγων. Πιθανόν, να συμβαίνει αυτό, λόγω του ότι, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, διασχίζει διαφορετικά πετρώματα, τα οποία παρουσιάζουν διαφορετική σκληρότητα στις διάφορες θέσεις, είτε λόγω του ανάγλυφου, το οποίο φέρει τοπικές ανακατανομές στα υψόμετρα του, οι οποίες επηρεάζουν άμεσα, τη δυναμική ενός ρήγματος, είτε, είναι ένα σύζευγμα των παραπάνω δύο λόγων. Έτσι, δημιουργείται ένα γενικό ερώτημα, για την τεκτονική παραμόρφωση της περιοχής και για το πεδίο τάσεων που επικράτησε στα τεκτονικά γεγονότα.

Κάπως έτσι, εξάχθηκε, ένα γενικό διάγραμμα του συνολικού πεδίου τάσεων (Σχήμα 27 και 28 / δίνονται στο Κεφάλαιο «Συζήτηση»), που λειτούργησε στο κάθε τεκτονικό γεγονός και επιπρόσθετα, για περισσότερη ανάλυση, είναι αναγκαίο, να υπολογιστεί, το υφιστάμενο καθεστώς τάσης, του κάθε τεκτονικού γεγονότος, ξεχωριστά. Για το

καθεστώς τάσης, χρειάζεται να εξαχθεί η τιμή του «Stress Ratio», $R=(\sigma_2-\sigma_3) / (\sigma_1-\sigma_3)$, για την οποία ισχύει η προϋπόθεση, ότι $0<R<1$ και ο προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης, σ_1, σ_2 και σ_3 (Tranos et al., 2015). Τα διαγράμματα του κάθε τεκτονικού γεγονότος, καθώς επίσης και το καθεστώς τάσης του, θα αναλυθούν περαιτέρω, στο Κεφάλαιο «Συζήτηση».

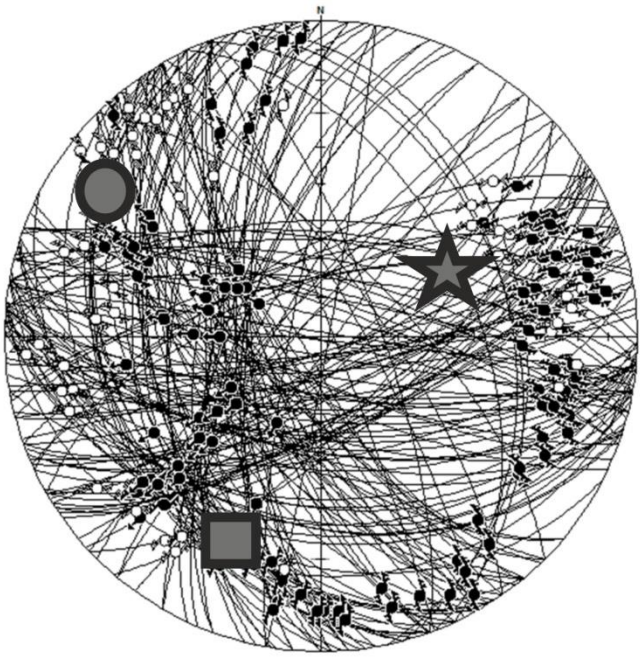
7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η μελέτη της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, δείχνει μία ρηξιγενή ζώνη, η οποία αναπτύχθηκε, ως ένα ρήγμα μετασχηματισμού και δημιουργήθηκε ταυτόχρονα με τη γένεση της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους (Moores and Vines, 1971; Simonian, 1975), κατά το Ανώτερο Κρητιδικό. Έπειτα, κατά το Μαιστρίχτιο (Ανώτερο Κρητιδικό), η οφιολιθική σειρά του Τροόδους παραμορφώθηκε, από την τοποθέτηση αλλόχθονων πετρωμάτων, στα νότια της Κύπρου (Lapierre and Rocci, 1967). Ταυτόχρονα, με αυτή την παραμόρφωση, σερπεντινιωμένα υπερβασικά πετρώματα, τοποθετούνται στα ανώτερα επίπεδα (Robertson, 1977) και η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, φαίνεται να δέχεται μία «τεκτονική ανανέωση», κατά το Τριτογενές, που είναι αποτέλεσμα αυτής της σερπεντινίωσης (Robertson, 1977). Ίσως, και η ανύψωση που δέχθηκε η περιοχή του «Δάσους της Λεμεσού», κατά τη διάρκεια του Μέσου Μειοκαίνου, να είναι αποτέλεσμα, αυτής της χαρακτηριστικής σερπεντινίωσης (Robertson, 1977).

Όμως, κατά την παρούσα εργασία, παρουσιάζονται οι νεότερες τεκτονικές παραμορφώσεις, που έγιναν κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, μετέπειτα, κατά το Νεογενές και Τεταρτογενές. Έτσι, από τις μετρήσεις που πάρθηκαν και τα διαγράμματα που εξάχθηκαν, αναγνωρίστηκαν δύο τεκτονικά γεγονότα. Το πρώτο τεκτονικό γεγονός, D_1, Μειοκαινικής - Πλειοκαινικής ηλικίας (Νεογενές), αναπτύχθηκε κατά τη ταυτόχρονη λειτουργία των ρηξιγενών ζωνών του Αρακαπά και της Γεράσας. Αποτέλεσμα, της τεκτονικής συνύπαρξης των δύο αυτών ρηξιγενών ζωνών, είναι η χαρακτηριστική πλευρική διαφυγή, προς τα νοτιοανατολικά, του σχηματισμού του «Δάσους της Λεμεσού». Το δεύτερο τεκτονικό γεγονός D_2, που αναγνωρίστηκε, είναι Πλειστοκαινικής ηλικίας (Τεταρτογενές) και επηρεάζει την ευρύτερη περιοχή μέχρι και σήμερα (Ολόκαινο). Χαρακτηρίζεται, ως η νεότερη ενεργός τεκτονική, κάτι που είναι εμφανές και στους μηχανισμούς γένεσης των σημερινών σεισμών (Σχήματα 31 και 32).

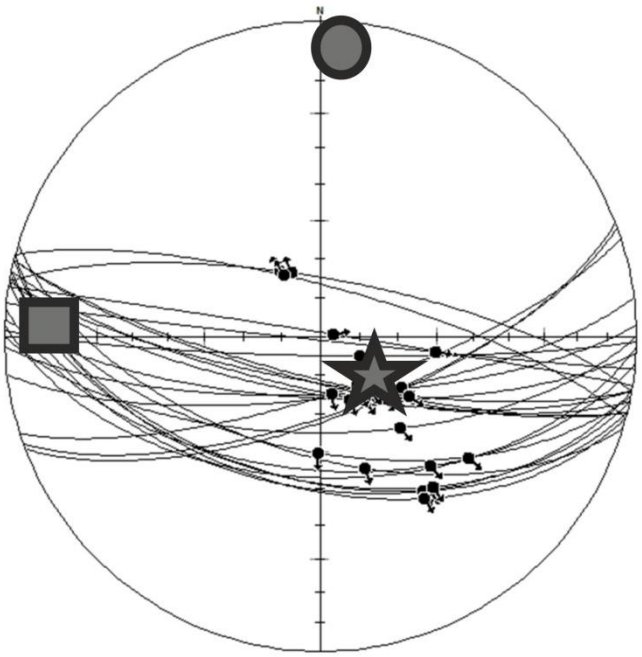
Στο σχήμα 27, παρουσιάζεται το πεδίο τάσεων, του τεκτονικού γεγονότος, D_1, το οποίο χαρακτηρίζεται από υπο-οριζόντιους κύριους άξονες. Ο άξονας σ_1, έχει ανάπτυξη παράταξης, ΒΑ-ΝΔ, με διεύθυνση κλίσης ΒΑ και μεσαία έως μεγάλη γωνία κλίσης. Ο άξονας σ_3, έχει ανάπτυξη παράταξης ΒΔ-ΝΑ, με διεύθυνση κλίσης ΒΔ και μικρή γωνία κλίσης. Οι άξονες του D_1, έχουν υπολογιστεί ως, σ_1: $062^o/54^o$, σ_2: $204^o/30^o$ και σ_3: $305^o/18^o$. Η τιμή του R, ισούται με 0,51 και άρα, σύμφωνα με την υπολογίσιμη τιμή, το καθεστώς τάσης που έλαβε χώρα, ήταν καθαρά, οριζόντιας μετατόπισης (Fig.8; Tranos et al., 2008).

Στο σχήμα 28, δίνεται το πεδίο τάσεων, του τεκτονικού γεγονότος, D_2, το οποίο επηρεάζει μέχρι και σήμερα, την ευρύτερη περιοχή μελέτης. Στο διάγραμμα του, παρουσιάζονται, υπο-οριζόντιοι οι κύριοι άξονες, με τον άξονα σ_1, να έχει ανάπτυξη παράταξης, ΝΑ-ΒΔ, και διεύθυνση κλίσης ΝΑ, με πολύ μεγάλη γωνία κλίσης. Ο άξονας σ_3, έχει ανάπτυξη παράταξης ΒΒΑ-ΝΝΔ και διεύθυνση κλίσης ΒΒΑ, με πολύ μικρή γωνία κλίσης. Όμως, ο άξονας σ_3, βρίσκεται πολύ κοντά στον άξονα βορρά νότου, απέχοντας πολύ μικρή απόσταση από την περιφέρεια του κύκλου και κάπως έτσι, παρουσιάζεται, σχεδόν οριζόντιος. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, την υφιστάμενη έκταση, σχεδόν Β-Ν, η οποία διαμορφώνει την ευρύτερη περιοχή και διανοίγει συνεχώς το πλάτος της ρηξιγενούς ζώνης. Οι άξονες του τεκτονικού γεγονότος, D_2, έχουν υπολογιστεί ως, σ_1: $126^o/72^o$, σ_2: $271^o/15^o$ και σ_3: $004^o/10^o$. Η τιμή του R, ισούται με 0,52 και άρα, σύμφωνα με την υπολογίσιμη τιμή, η σημερινή ενεργός τεκτονική, χαρακτηρίζεται από καθαρά εκτατικό, καθεστώς τάσης (Fig.8; (Angelier)Tranos et al., 2008).



Σχήμα 27 – **Τεκτονικό διάγραμμα** του πεδίου τάσεων ($\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$), του τεκτονικού γεγονότος D_1.

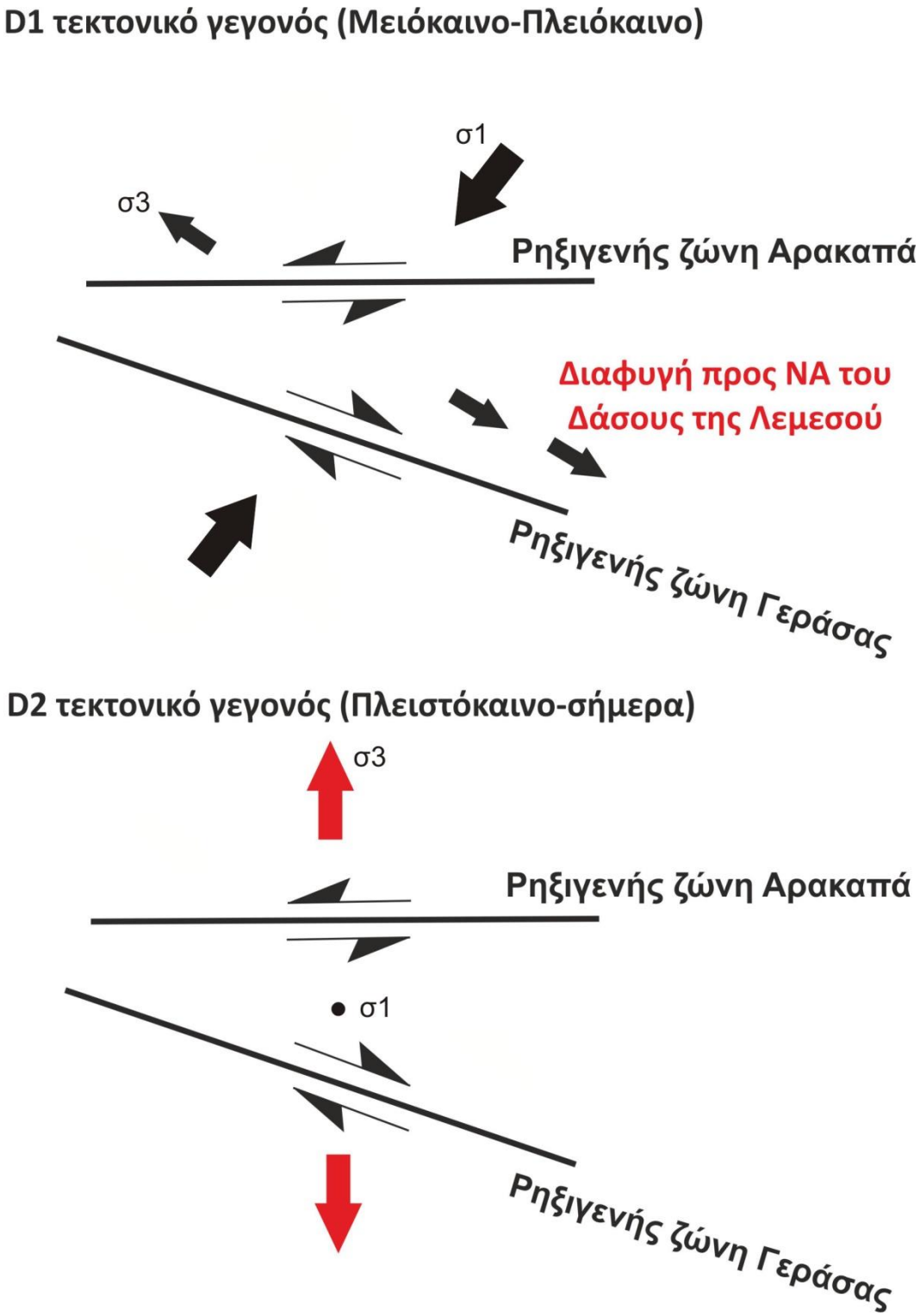
σ_1: ★ , σ_2: ■ και σ_3: ●



Σχήμα 28 – **Τεκτονικό διάγραμμα** του πεδίου τάσεων ($\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$), του τεκτονικού γεγονότος D_2.

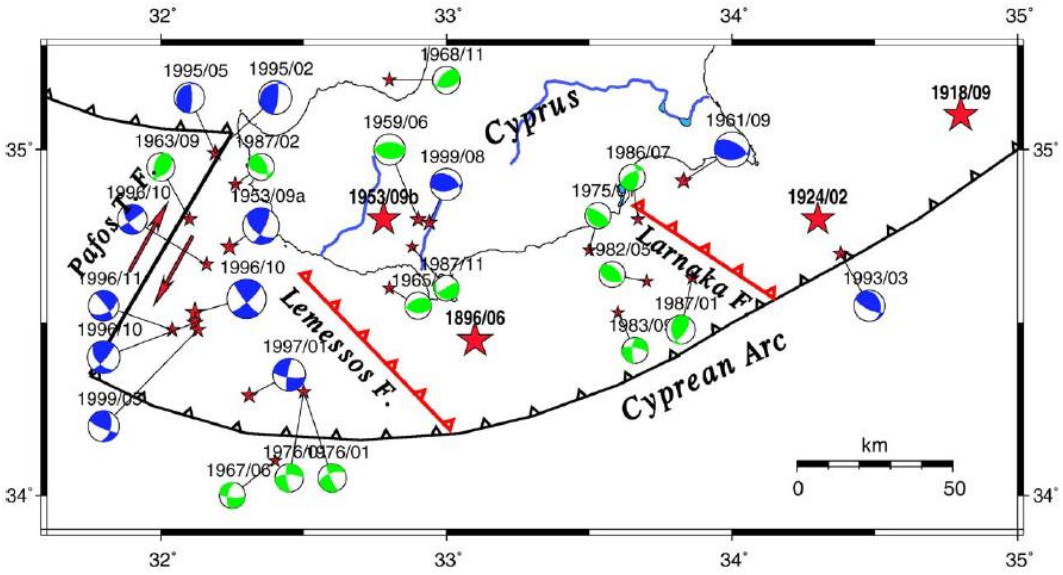
σ_1: ★ , σ_2: ■ και σ_3: ●

Η συμπίεση και η έκταση που συντελέστηκε σε κάθε τεκτονικό γεγονός, στην ευρύτερη περιοχή του Δάσους της Λεμεσού, σε ένα συνδυασμό των δύο ρηξιγενών ζωνών Αρακαπά και Γεράσας, που το οριοθετούν, αποτυπώνεται σε ένα σχηματικό διάγραμμα, το οποίο δίνεται, στο σχήμα 29.

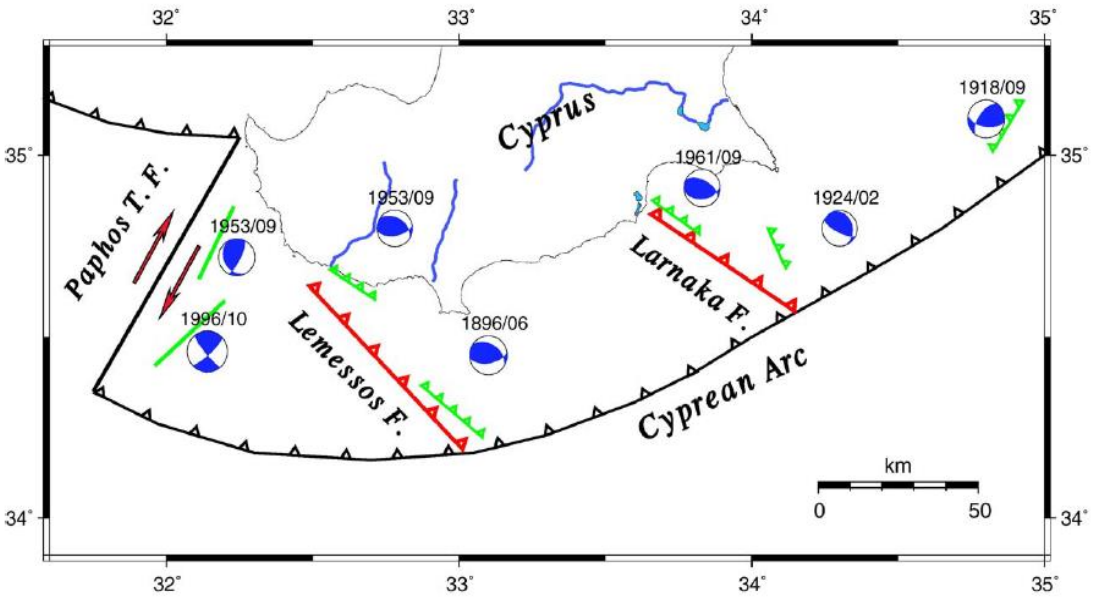


Σχήμα 29 – Σχηματικό διάγραμμα συμπίεσης και έκτασης, για κάθε τεκτονικό γεγονός, για την ευρύτερη περιοχή του Δάσους της Λεμεσού.

Το πρόσφατο τεκτονικό γεγονός D_2, καθορίστηκε ως η σύγχρονη ενεργός τεκτονική και ταυτίστηκε απόλυτα με τους μηχανισμούς γένεσης, μεγάλων πρόσφατων σεισμών, που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή. Στα σχήματα 30 και 31, δίνονται οι πρόσφατοι ισχυροί σεισμοί, για το σύνολο του νησιού της Κύπρου. Σε αυτά τα σχήματα, αναγνωρίζονται 5 πρόσφατοι σεισμοί, που συντελέστηκαν στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, στους οποίους οι μηχανισμοί γένεσης τους, υποδεικνύουν ξεκάθαρα το καθεστώς τάσης, που επικρατεί κατά τη σημερινή ενεργό τεκτονική (D_2). Αυτοί οι σεισμοί είναι, του Σεπτεμβρίου 1953 (M=6,2), Ιουνίου 1896 (δεν υπάρχει δημοσίευση για το μέγεθος του σεισμού), Ιουνίου 1959 (M=5,5), Αυγούστου 1999 (M=5,6) και Ιανουαρίου 1965 (M=4,5) (Papadimitriou and Karakostas, 2006). Τα διαγράμματα των μηχανισμών γένεσης, των συγκεκριμένων σεισμών, προσδιορίζουν μία ολίσθηση, κυρίως «dip-slip» (έκταση) συνδυασμένη με μερική οριζόντια μετατόπιση, κάτι που αποτυπώνεται πλήρως, στο τεκτονικό γεγονός D_2, αφού αποτελείται εξ' ολοκλήρου, από κανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης. Για το λόγο αυτό, οι συγκεκριμένοι μηχανισμοί γένεσης, θεωρούνται, πλήρως εναρμονισμένοι με το καθεστώς τάσης, που χαρακτηρίζει το συγκεκριμένο τεκτονικό γεγονός και αποτυπώνουν ξεκάθαρα, το καθεστώς τάσης που επικρατεί μέχρι και σήμερα. Το καθεστώς τάσης που υποδεικνύουν, μέσω των διαγραμμάτων τους, είναι αυτή η χαρακτηριστική έκταση, αναπτυσσόμενη από ΒΒΑ έως ΝΝΔ, σχεδόν στον άξονα Β-Ν και η συμπίεση από ΑΝΑ έως ΔΒΔ, σχεδόν στον άξονα ανατολής-δύσης.



Σχήμα 30 –Μηχανισμοί γένεσης, για τους σεισμούς Ιουνίου 1959 (M=5,5), Αυγούστου 1999 (M=5,6) και και Ιανουαρίου 1965 (M=4,5) (Papadimitriou and Karakostas, 2006).



Σχήμα 31 –Μηχανισμοί γένεσης, για τους σεισμούς του Σεπτεμβρίου 1953 (M=6,2) και Ιουνίου 1896 (Papadimitriou and Karakostas, 2006).

8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

(Α). Για την νεότερη διαμόρφωση της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, φαίνεται να επικρατήσαν, δύο τεκτονικά γεγονότα. Το D_1 (Μειόκαινο – Πλειόκαινο), με άξονες παραμόρφωσης, τους σ_1: $062^o/54^o$, σ_2: $204^o/30^o$ και σ_3: $305^o/18^o$ και το D_2 (Πλειστόκαινο-σήμερα), που είναι η σημερινή υφιστάμενη ενεργός τεκτονική, με άξονες παραμόρφωσης, τους σ_1: $126^o/72^o$, σ_2: $271^o/15^o$ και σ_3: $004^o/10^o$.

(Β). Η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, δημιουργήθηκε ως ένα ρήγμα μετασχηματισμού, ταυτόχρονα με την οφιολιθική σειρά του Τροόδους, το οποίο μετά από διάφορα εξελικτικά γεγονότα, δέχθηκε «τεκτονική ανανέωση» και λειτούργησε ως ένα αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, κατά τη διάρκεια του D_1.

(Γ). Στη διάρκεια του τεκτονικού γεγονότος D_1, λειτουργούν ταυτόχρονα οι ρηξιγενείς ζώνες του Αρακαπά και της Γεράσας, επηρεάζοντας άμεσα, την ευρύτερη περιοχή του Δάσους της Λεμεσού. Αποτέλεσμα αυτής της ταυτόχρονης λειτουργίας, των δύο ρηξιγενών ζωνών, είναι η πλευρική διαφυγή προς νοτιοανατολικά, του σχηματισμού «Δάσους της Λεμεσού».

(Δ). Το καθεστώς τάσης, που επικράτησε κατά τη διάρκεια του D_1, σύμφωνα με την υπολογίσιμη τιμή R= 0.51, ήταν ένα καθεστώς καθαρά οριζόντιας μετατόπισης. Ενώ, για την περίπτωση του D_2, που είναι το τεκτονικό γεγονός που επηρεάζει την ευρύτερη περιοχή μέχρι και σήμερα, το καθεστώς τάσης χαρακτηρίζεται εξ'ολοκλήρου από έκταση, σύμφωνα με την υπολογίσιμη τιμή R= 0.52.

12/05/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Βιβλιογραφία

Agar, S.M. and Klitgord, K.D., 1995. A mechanism for decoupling within the oceanic lithosphere revealed in the Troodos ophiolite, *Nature*, 374 (6519), 232-238.

Angelier, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56(3), T17-T26.

Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-field: A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophysical Journal International*, 103, 363-368.

Bagnall, P.S., 1960. The geology and mineral resources of the Pano Lefkara-Larnaca area, *Geological Survey Department*, Cyprus, Memoir(5).

Bailey, W.R., Holdsworth, R.E. and Swarbrick, R.E., 2000. Kinematic history of a reactivated oceanic suture: the Mamonia Complex Suture Zone, SW Cyprus, *Journal of the Geological Society*, 157(6), 1107-1126.

Cann, J.R., Prichard, H.M., Malpas, J.G. and Xenophontos, C., 2001. Oceanic inside corner detachments of the Limassol Forest area, Troodos ophiolite, Cyprus, *Journal of the Geological Society*, 158(5), 757-767.

Clube, T.M.M., Creer, K.M. and Robertson, A.H.F., 1985. Palaeorotation of the Troodos microplate, Cyprus, *Nature*, 317(6037), 522-525.

Clube, T.M.M. and Robertson, A.H.F., 1986. The palaeorotation of the Troodos microplate, Cyprus, in the Late Mesozoic-Early Cenozoic plate tectonic framework of the Eastern Mediterranean, *Surveys in Geophysics*, 8(4), 375-437.

Cooke, A.J., Masson, L.P. and Robertson, A.H.F., 2014. Construction of a sheeted dyke complex: evidence from the northern margin of the troodos ophiolite and its southern margin adjacent to the Arakapas Fault Zone, *Ofioliti*, 39(1), 1-30.

Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Geological Society of America Bulletin*, 84(10): 3137-3180.

Dietrich, D. and Spencer, S., 1993. Spreading-induced faulting and fracturing of oceanic crust: examples from the Sheeted Dyke Complex of the Troodos ophiolite, Cyprus, *In:* Magmatic processes and plate tectonics, *eds.:* Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris,

N.B.W. and Neary, C.R., *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 121-139.

Gass, I.G., 1960. The geology and mineral resources of the Dhali area, *Geological Survey Department*, Cyprus, Government Printing Office, Memoir (4).

Gass, I.G., 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?, *Nature*, 220, 39-42.

Gass, I.G., MacLeod, C.J., Murton, B.J., Panayiotou, A., Simonian, K.O., Xenophontos, C., and Georgiou, E., 1994. The geology of the Southern Troodos transform fault zone, *Geological Survey Department*, Cyprus, Memoir 9.

Gass, I.G. and Smewing, J.D., 1973. Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos Massif, Cyprus, *Nature*, Vol.242, 26-29.

GEOTER, 2002. Study of Active Tectonics in Cyprus for Seismic Risk Mitigation, Report GTR/CYP/1005-170.

Greenbaum, D., 1972. Magmatic processes at ocean ridges: evidence from the Troodos massif, Cyprus, *Nature Physical Science*, 238(80), 18-21.

Kilias, A., Falalakis, G. and Mountrakis, D., 1999. Cretaceous–Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece), *International Journal of Earth Sciences*, 88(3), 513-531.

Krantz, R.W., 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application, *Journal of Structural Geology*, 10(3), 225-237.

Lapierre, H. and Rocci G., 1967. Le massif pluto-volcanique basique de Kellaki (Chypre), Fondation scientifique de la geologie et de ses applications.

MacLeod, C.J., Allerton, S., Gass, I.G. and Xenophontos, C., 1990. Structure of a fossil ridge–transform intersection in the Troodos ophiolite, *Nature*, 348(6303): 717-720.

MacLeod, C.J. and Murton, B.J., 1993. Structure and tectonic evolution of the southern Troodos transform fault zone, Cyprus, *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), *1*41-176.

Malpas, J., Calon, T. and Squires, G., 1993. The development of a late Cretaceous microplate suture zone in SW Cyprus, *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 177-195.

Malpas, J., Xenophontos, C. and Williams, D., 1992. The Ayia Varvara Formation of SW Cyprus: a product of complex collisional tectonics, *Tectonophysics*, 212(3), 193-211.

McCallum, J. E. and Robertson, A.H.F., 1991. Pulsed uplift of the Troodos Massif—evidence from the Plio-Pleistocene Mesaoria basin, Ophiolites, oceanic crustall analogues, *Proceedings of the symposium "Troodos"*, Nicosia, Cyprus, Geological Survey Department, Cyprus.

Moores, E.M., Robinson, P.T., Malpas, J. and Xenophonotos, C., 1984. Model for the origin of the Troodos massif, Cyprus, and other mideast ophiolites, *Geology*, 12(8), 500-503.

Moores, E.M. and Vine, F.J., 1971. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 268(1192), 443-467.

Morris, A., Creer, K.M. and Robertson, A.H.F., 1990. "Palaeomagnetic evidence for clockwise rotations related to dextral shear along the southern Troodos transform fault, Cyprus." *Earth and Planetary Science Letters*, 99(3), 250-262.

Murton, B.J., 1986. Anomalous oceanic lithosphere formed in a leaky transform fault: evidence from the Western Limassol Forest Complex, Cyprus, *Journal of the Geological Society*, 143(5), 845-854.

Pantazis, T.M., 1967. The geology and mineral resources of the Pharmakas-Kalavasos area, authority of the Republic of Cyprus.

Papadimitriou, E.E. and Karakostas, V.G., 2006. Earthquake generation in Cyprus revealed by the evolving stress field, *Tectonophysics*, 423(1), 61-72.

Robertson, A.H.F., 1977. Tertiary uplift history of the Troodos massif, Cyprus, *Geological Society of America Bulletin*, 88(12), 1763-1772.

Robertson, A.H.F., 1987. Tectonic evolution of Cyprus. Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues, *Proc. Symp."Troodos"*, Nicosia, Cyprus, Geological Survey Department, Cyprus.

Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J. and Jones, G., 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1), 289-343.

Robertson, A. H. F., Eaton, S., Follows, E.J. and McCallum, J.E., 1991b. The Role of Local Tectonics Versus Global Sea-Level Change in the Neogene Evolution of the Cyprus Active Margin, Sedimentation, *Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins*, 331-369.

Robertson, A.H.F. and Hudson, J.D., 1974. Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus, *Pelagic Sediments-on Land and Under the Sea (Internat. Assoc. Sedimentologists Spec. Pub. 1)*, 70, 403-406.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H., 1979. Mamonia Complex, southwest Cyprus: Evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin, *Geological Society of America Bulletin*, 90(7), 651-665.

Scott, C.P., Titus, S.J. and Davis, J. R., 2012. Using field data to constrain a numerical kinematic model for ridge-transform deformation in the Troodos ophiolite, Cyprus, *Lithosphere*, 5(1), 109-127.

Simonian, K.O. and Gass, I.G., 1978. Arakapas fault belt, Cyprus: A fossil transform fault, *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1220-1230.

Smewing, J.D., Simonian, K.O. and Gass, I.G., 1975. Metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus: genetic implication deduced from petrography and trace element geochemistry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 51(1), 49-64.

Spray, J.G. and Roddick, J.C., 1981. Evidence for Upper Cretaceous transform fault metamorphism in West Cyprus, *Earth and Planetary Science Letters*, 55(2), 273-291.

Swarbrick, R.E., 1979. The sedimentology and structure of SW Cyprus and its relationship to the Troodos Complex, unpublished Ph. D. Thesis. University of Cambridge.

Swarbrick, R.E., 1980. The Mamonia Complex of SW Cyprus: A Mesozoic continental margin and its relationship with the Troodos Complex, *Proceedings International Ophiolite Symposium*, Cyprus, 1979, Nicosia, Cyprus, Geological Survey Department, Cyprus.

Swarbrick, R.E. and Robertson, A.H.F., 1980. Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus, *Geological Magazine*, 117(06), 547-563.

Tranos, M.D., Kachev, V.N. and Mountrakis, D.M., 2008. Transtensional origin of the NE–SW Simitli basin along the Strouma (Strymon) Lineament, SW Bulgaria, *Journal of the Geological Society*, 165(2), 499-510.

Varga, R.J. and Moores, E.M., 1985. Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus., *Geology*, 13(12), 846-850.

Wilson, R.A.M., 1959. The geology of Xeros-Troodos area, *Geological Survey Department, Cyprus*, Memoir(1), 1-135.

Παυλίδης, Σ.Β., 2003. Γεωλογία των Σεισμών, Εισαγωγή στην Νεοτεκτονική, Μορφοτεκτονική και Παλαιοσεισμολογία, University Studio press.

Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου, www.moa.gov.cy/gsd

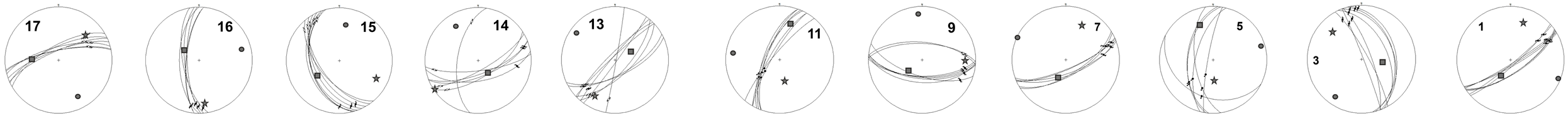
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

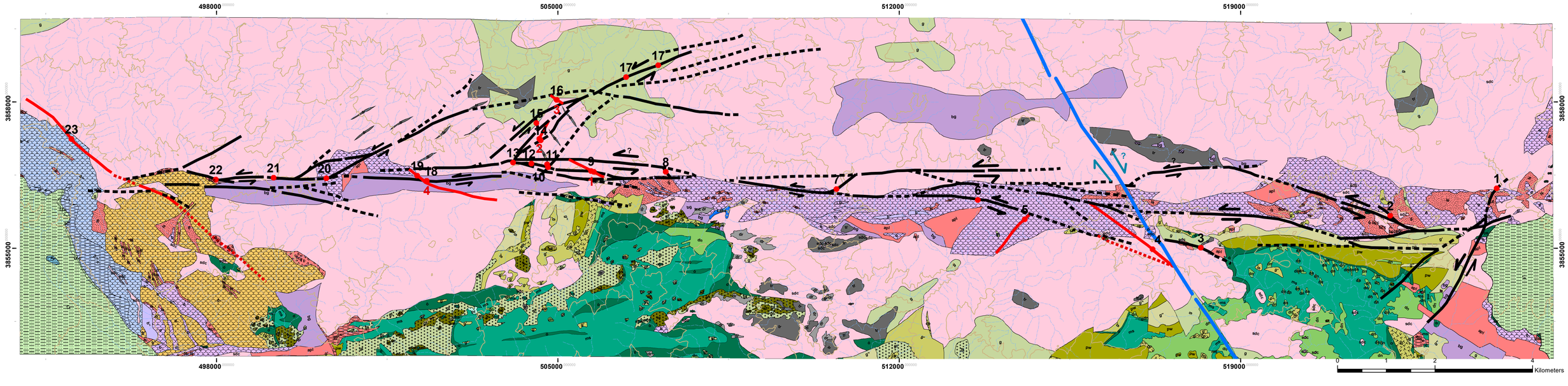
- Τεκτονικός Χάρτης της Ρηξιγενούς Ζώνης του Αρακαπά / Κλίμακα: 1: 40.000

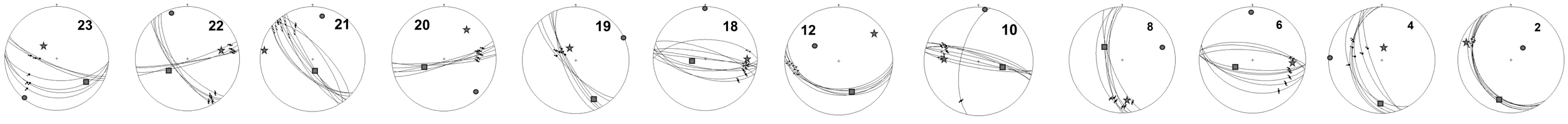
Τεκτονικός Χάρτης της Ρηξιγενούς Ζώνης του Αρακαπά

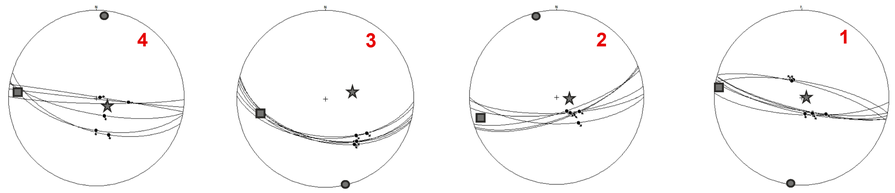
MSc Αντριανή Βαρνάβα

Κλίμακα 1 : 40.000









ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗΣ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΡΟΟΔΟΥΣ

ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ

- Σχηματισμός Πάχνας

ΠΑΛΑΙΟΚΑΙΝΟ

- Σχηματισμός Λεύκαρα
- Σχηματισμός Λεύκαρα με εμφανίσεις κιμωλίας

ΟΦΙΟΛΙΘΟΣ ΤΡΟΟΔΟΥΣ

ΑΝΩΤΕΡΟ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ (ΚΑΜΠΑΝΙΟ)

- Μαξιλαροειδείς και μαζώδεις ροές λαβών
- Μαξιλαροειδείς και μαζώδεις ροές λαβών, με εμφανίσεις κιμωλίας
- Βασαλτική Ομάδα
- Σύστημα των Φλεβών (Διαβάσης)
- Τρανγεμίτης και Πλαγιογρανίτης
- Τρανγεμίτης και Πλαγιογρανίτης, με εφανίσεις κιμωλίας
- Διορίτης
- Λευκοκρατικός Γάββρος
- Ισοτροπικός Γάββρος
- Στρωματώδης Γάββρος
- Πυροξενίτης
- Βερλίτης
- Πλαγιοβερλίτης
- Περιδοτιτικά "Cumulates"
- Δουνίτης
- Χαρτζβουργίτης
- Σερπεντινίτης
- Οφιολιθικά ιζήματα (οφιολιθικά μίγματα)

Ακολουθία Αρακαπά (Ρήγμα Μετασχηματισμού)

ΑΝΩΤΕΡΟ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ (ΚΑΜΠΑΝΙΟ)

- Λατυποπαγή Λαβών
- Ιζήματα Λαβών
- Μαζώδεις ροές λαβών
- Ολιβινοφυρικές Μαξιλαροειδείς λάβες
- Αφυρικές Μαξιλαροειδείς λάβες
- Αφυρικές Μαξιλαροειδείς λάβες, με εμφανίσεις κιμωλίας
- Βιτροφυρικές Μαξιλαροειδείς λάβες
- Γάββρος και Νορίτης

Ρήγματα

- Κανονικό ρήγμα (Normal fault)
- Πιθανό κανονικό ρήγμα
- Ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (Strike-slip fault)
- Πιθανό ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης
- Ρήγμα Οδού
- Ισοϋψείς
- Υδρογραφικό Δίκτυο

Θέσεις

D1 τεκτονικό γεγονός (Μειόκαινο - Πλειόκαινο)

Διαγράμματα: 1 - 23

D2 τεκτονικό γεγονός (Πλειστόκαινο - σήμερα)

Διαγράμματα: 1 - 4

Το γεωλογικό υπόβαθρο, έχει ψηφιοποιηθεί με βάση, το "Γεωλογικό Χάρτη της Κύπρου", κλίμακας 1:250.000 (μορφοποιημένος και σχεδιασμένος από το Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου) και αρχεία σε μορφή ArcGis, του Τμήματος Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου.

Τα ρήγματα της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, έχουν ψηφιοποιηθεί με βάση τους τεκτονικούς χάρτες της εργασίας «Study of Active Tectonics in Cyprus for Seismic Risk Mitigation» – Report GTR/CYP/1005-170 - GEOTER και αρχεία σε μορφή ArcGis, του Τμήματος της Γεωλογικής Επισκόπησης.

Για το Γεωτεκτονικό Χάρτη της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, χρησιμοποιήθηκε το προβολικό σύστημα WGS_1984_UTM_Zone_36N.

12/05/2016

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