



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ – ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ – ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΕΥΤΥΧΙΑ ΠΕΤΙΚΑ

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΜΑΛΙΝΗ ΣΕ ΠΗΓΜΑΤΙΤΙΚΕΣ
ΦΛΕΒΕΣ ΣΤΗ ΓΕΡΑΚΙΝΗ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΥΠΕΥΘΗΝΟΙ ΚΑΘΗΓΗΤΕΣ: ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ ΚΛΕΟΠΑΣ

ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ ΛΑΜΠΡΙΝΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2014

ΕΥΤΥΧΙΑ ΠΕΤΙΚΑ

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΜΑΛΙΝΗ ΣΕ ΠΗΓΜΑΤΙΤΙΚΕΣ
ΦΛΕΒΕΣ ΣΤΗ ΓΕΡΑΚΙΝΗ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας

Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας

Επιβλέποντες Καθηγητές:

1. Μιχαηλίδης Κλεόπας, Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ
2. Παπαδοπούλου Λαμπρινή, Επίκουρη Καθηγήτρια, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ

© Ευτυχία Πέτικα, Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΜΑΛΙΝΗ ΣΕ ΠΗΓΜΑΤΙΤΙΚΕΣ ΦΛΕΒΕΣ ΣΤΗ ΓΕΡΑΚΙΝΗ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

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

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

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Σελίδα

1. ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	5
1.1 Γενικά	5
1.2 Σκοπός της εργασίας	5
2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	6
2.1 Θέση της περιοχής.....	6
2.2 Εμφανίσεις τουρμαλίνη στον ελλαδικό χώρο.....	7
3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ.....	9
3.1 Γεωτεκτονική θέση της περιοχής.....	9
3.2 Γεωλογική δομή και εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής	10
3.3 Λιθολογικοί Σχηματισμοί	12
4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	16
4.1 Υπαίθρια Έρευνα και Δειγματοληψία	16
4.2 Εργαστηριακή Έρευνα.....	16
Α. Ορυκτολογική Μελέτη	16
Β. Χημικές Αναλύσεις.....	16
5. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ – ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	18
6. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ.....	22
6.1 Γενικά	22
6.2 Χημική σύσταση τουρμαλίνη.....	23
7. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΜΑΛΙΝΗ	31
8. ΠΕΡΙΛΗΨΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	35
9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	37

1. ΠΡΟΛΟΓΟΣ

1.1 Γενικά

Ο τουρμαλίνης είναι ένα συνηθισμένο, επουσιώδες βοριούχο-πυριτικό ορυκτό, το οποίο συναντάται κυρίως σε γρανίτες, γρανιτικούς πηγματίτες και πνευματολυτικές φλέβες. Συχνά εμφανίζεται σε μετασωματικά/μεταμορφικά συστήματα, καθώς και σε ιζήματα ως ορυκτό κλαστικής προέλευσης. Αποτελεί πετρογενετικό δείκτη για τον καθορισμό του γεωλογικού περιβάλλοντος, καθώς και των φυσικοχημικών συνθηκών σχηματισμού του (Michailidis & Kassoli-Fournaraki 1994).

1.2 Σκοπός της εργασίας

Στα πλαίσια αυτής της εργασίας πραγματοποιείται η μελέτη των τουρμαλινών που βρέθηκαν σε πηγματιτικές φλέβες στην περιοχή Γερακινής Χαλκιδικής. Στόχοι αυτής της εργασίας είναι:

1. Να μελετηθεί η σύσταση του τουρμαλίνης
2. Να ερμηνευθεί ο τρόπος γένεσής του
3. Να συγκριθεί με άλλες εμφανίσεις τουρμαλίνης στον ελλαδικό χώρο

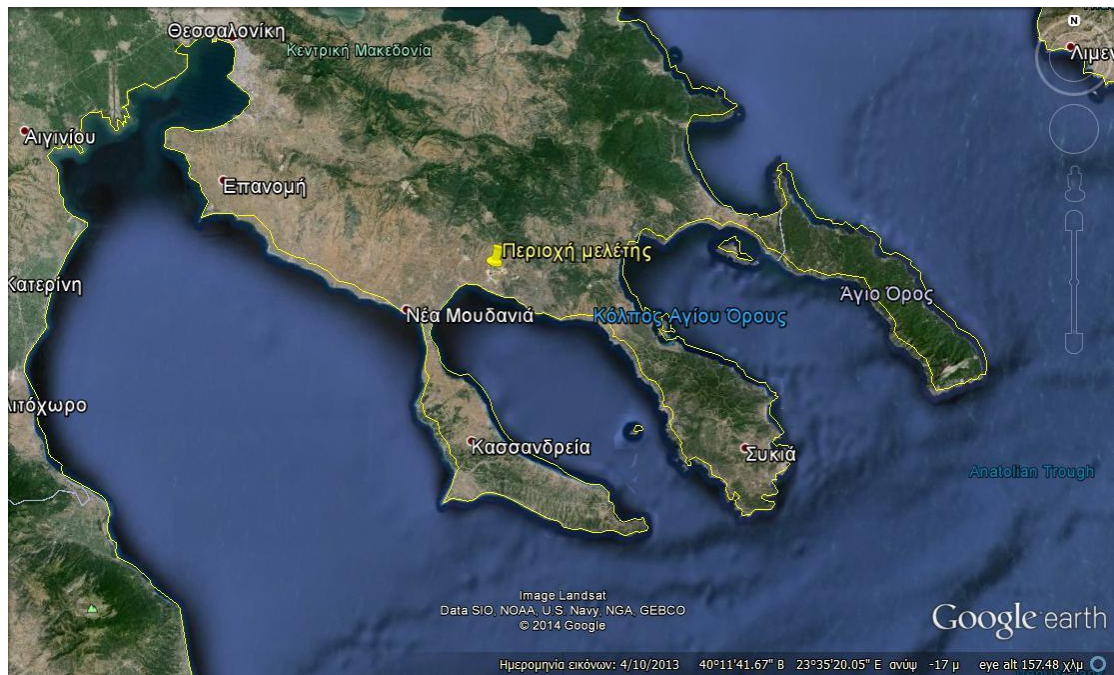
Ευχαριστίες

Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τους υπεύθυνους καθηγητές μου, τον καθηγητή κ. Κλεόπα Μιχαηλίδη για την υπόδειξη του θέματος και την επίκουρη καθηγήτρια κ. Λαμπρινή Παπαδοπούλου, για την πολύτιμη βοήθειά της στην εκπόνηση αυτής της διπλωματικής εργασίας. Επιπλέον, θέλω να ευχαριστήσω τον καθηγητή κ. Αδαμάντιο Κίλια για τις εύστοχες παρατηρήσεις για τη γεωλογία της περιοχής μελέτης, καθώς και τον αναπληρωτή καθηγητή κ. Τριαντάφυλλο Σολδάτο για τη συμβολή του στην κατασκευή των χρησιμοποιηθέντων διαγραμμάτων. Τέλος, θέλω να ευχαριστήσω τη φίλη και συμφοιτήτριά μου Γιάνια Μιχαήλοβιτς για τις χρήσιμες συμβουλές της κατά την εκπόνηση αυτής της εργασίας.

2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

2.1 Θέση της περιοχής

Η περιοχή μελέτης γεωγραφικά γειτονεύει με την κοινότητα Γερακινής Χαλκιδικής και εντοπίζεται στο χώρο εξόρυξης λευκολίθου (Σχήμα 2.1). Στην περιοχή συναντώνται οφειολιθικά πετρώματα τα οποία διαπερνώνται τόσο από πηγματιτικές φλέβες, όσο και από φλέβες λευκολίθου. Οι φλέβες λευκολίθου παρουσιάζουν μεγάλο οικονομικό ενδιαφέρον, γι' αυτό και εξορύσσονται συστηματικά από την μεταλλευτική εταιρία “Έλληνικοί Λευκόλιθοι”.

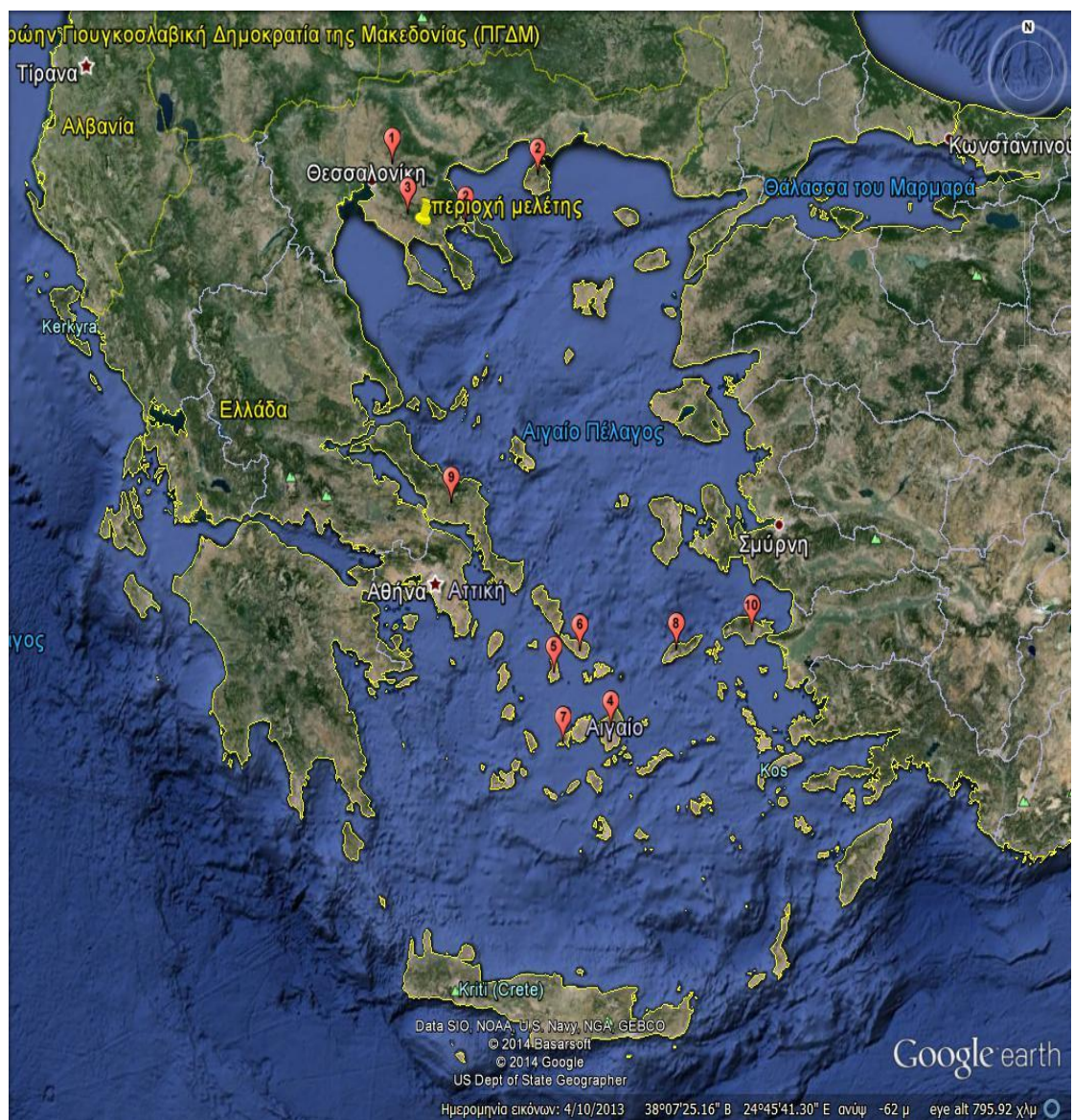


Σχήμα 2.1: Χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Ν. Χαλκιδικής όπου αναγράφεται η περιοχή μελέτης (Πηγή: Google Earth)

2.2 Εμφανίσεις τουρμαλίνη στον ελλαδικό χώρο

Στον ελλαδικό χώρο συναντώνται αρκετές εμφανίσεις τουρμαλίνη τόσο σε όξινες φλέβες όσο και σε μεταμορφικά περιβάλλοντα (Σχήμα 2.2).

Οι εμφανίσεις αυτές έχουν μελετηθεί κατά το παρελθόν από διάφορους ερευνητές και τοποθετούνται γεωγραφικά στον ελλαδικό χώρο στις εξής περιοχές: στη νήσο Εύβοια, όπου οι τουρμαλίνες φιλοξενούνται σε κρυσταλλικούς σχιστολίθους (Wieser 1973), στις περιοχές Ριζιανά και Κολχικό, όπου οι τουρμαλίνες φιλοξενούνται σε μιγματιτικά μετα-ιζηματογενή πετρώματα της Σερβομακεδονικής μάζας (Michailidis & Kassoli-Fournaraki 1994), στα Νέα Ρόδα Χαλκιδικής και στη νήσο Θάσο, με τουρμαλίνες μέσα σε χαλαζιακές φλέβες που διαπερνούν κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα (Kassoli – Fournaraki & Michailidis 1994), στη νήσο Τήνο, με τουρμαλίνες στον Αερόλιθο της Τήνου της Αττικο-κυκλαδικής ζώνης, στους οποίους έγιναν γεωθερμομετρήσεις για τον προσδιορισμό της μεταμόρφωσης των πετρωμάτων (Bröcker & Franz 2000), στη νήσο Σάμο, με πλούσιους σε Ni τουρμαλίνες σε μαρμαρυγιακά εγκλείσματα εντός μαρμάρου (Henry & Dutrow 2001), στην περιοχή του Βάβδου, με τουρμαλίνες σε πηγματιτικές φλέβες, που διαπερνούν δουνίτες και σερπεντινίτες του οφειολιθικού συστήματος του Βάβδου, στην χερσόνησο Χαλκιδικής της Περιφερειακής ζώνης (Laskou 2005), στη νήσο Σύρο, με τουρμαλίνες σε μετα-ιζηματογενή πετρώματα όπου υποδηλώνουν ένα περιβάλλον υποβύθισης (Marschall et al. 2008), στη νησίδα Δεσποτικό των Κυκλάδων, ΝΔ της Αντιπάρου, με τουρμαλίνες σε σχιστοποιημένες φλέβες που διαπερνούν μυλονιτικούς γνευσίους (Ertl et al. 2011), στη νήσο Ικαρία με τουρμαλίνες σε s – τύπου γρανίτες – πηγματίτες, καθώς και στους μεταπηλίτες στους οποίους και διεισδύουν (Hezel et al. 2011) και τέλος στη νήσο Νάξο, με τουρμαλίνες μέσα σε μεταμορφωμένους καρστικούς βωξίτες της Αττικο-κυκλαδικής ζώνης, γνωστά ως κοιτάσματα σμύριδας (Μιχαηλίδης, Σοφιάνσκα & Σολδάτος 2012)

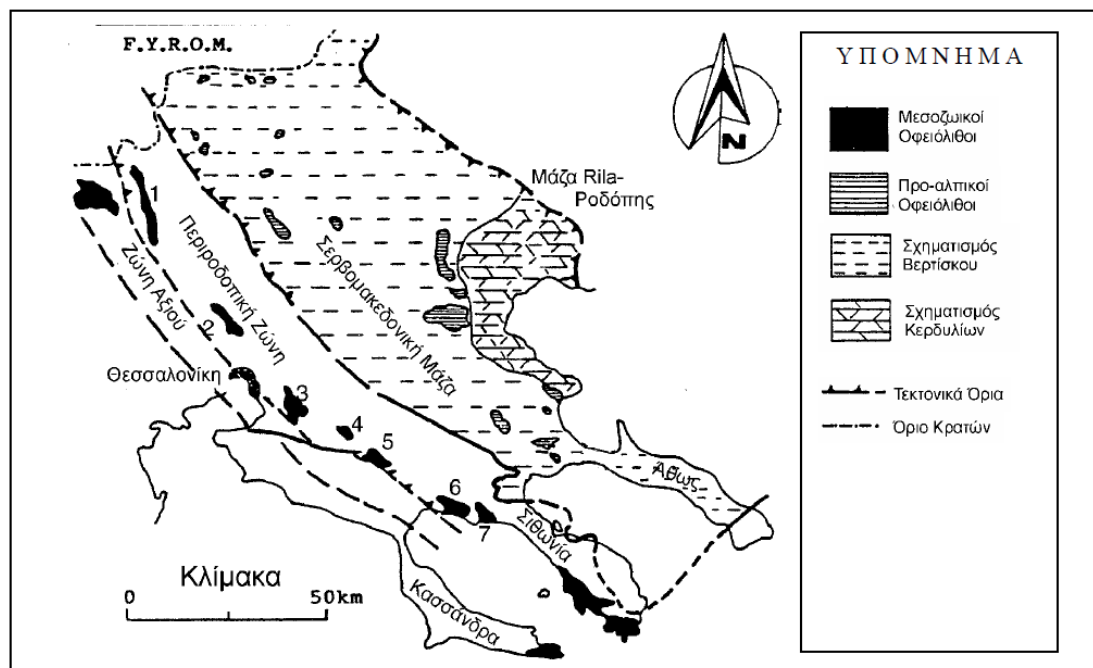


Σχήμα 2.2: Δορυφορικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Ελλάδας με τις κυριότερες εμφανίσεις τουρμαλίνη (Πηγή: Google Earth).

3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

3.1 Γεωτεκτονική θέση της περιοχής

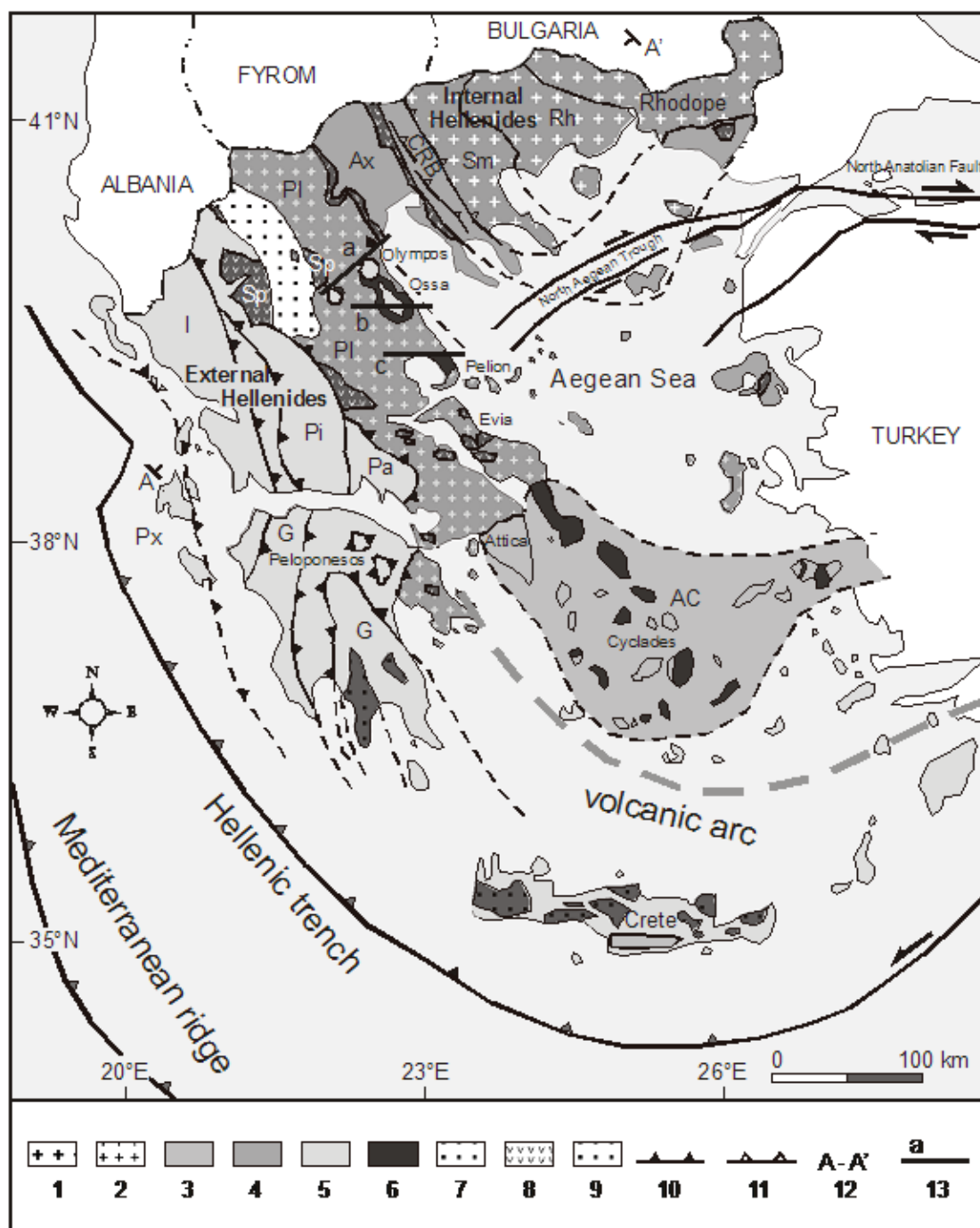
Η περιοχή της έρευνας τοποθετείται γεωτεκτονικά στα Δυτικά της Περιροδοπικής ζώνης είτε κατά άλλους στα Ανατολικά της ζώνης Αξιού, καθώς θεωρούν την Περιροδοπική ζώνη ως την επαφή ανάμεσα στη ζώνη Αξιού και τη Σερβομακεδονική μάζα (Σχήμα 3.1).



Σχήμα 3.1: Γεωτεκτονικές ζώνες και οφειολιθικές εμφανίσεις στην περιοχή της Χαλκιδικής (Κατά Kockel, 1986). Οι αριθμοί αντιστοιχούν στα εξής οφειολιθικά σώματα: 1) Γευγελής, 2) Ωραιοκάστρου, 3) Τριαδίου, 4) Βασιλικών, 5) Βάβδου, 6) Γερακινής – Ορμούλιας, 7) Μεταμόρφωσης.

3.2 Γεωλογική δομή και εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής

Η Περιοδοπική ζώνη συνορεύει στα Δυτικά με την ζώνη Αξιού και στα Ανατολικά με τη Σερβομακεδονική μάζα (Σχήμα 3.2). Εκτείνεται ως ζώνη πλάτους 10-20 km, από τα σύνορα της Ελλάδας με την Π.Γ.Δ.Μ. μέχρι την Σιθωνία με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Μετά κάμπτεται προς τα ΒΔ και με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ περνά από το νότιο άκρο του Άθω, υποθαλάσσια στην Σαμοθράκη και τέλος εμφανίζεται ξανά στην περιοχή Αλεξανδρούπολης, ν.Έβρου, περιβάλλοντας τη Σερβομακεδονική μάζα και τη μάζα της Ροδόπης. Η απότομη αλλαγή στη διεύθυνση της ζώνης προφανώς οφείλεται στην τελική διαμόρφωση του Ελληνικού τόξου που έδωσε στο Ελληνικό ορογενές την τοξοειδή μορφή και έτσι η Περιοδοπική περιβάλλει την Ελληνική Ενδοχώρα. Πιθανόν όμως να οφείλεται στην τεκτονική μεταφορά της συμπίεσης (transpressional) (Μουντράκης, 2010). Οι οφειόλιθοι της περιοχής ανήκουν στην ζώνη Αξιού, και πιο συγκεκριμένα στην υποζώνη Παιονίας, η οποία συχνά ταυτίζεται από πολλούς μελετητές με την Περιοδοπική ζώνη, διότι δεν έχει διευκρινιστεί ακόμη το σαφές όριο μεταξύ των 2 αυτών ενοτήτων, καθώς η Παιονία αντιπροσωπεύει παλιά βαθιά θάλασσα, ενώ η Περιοδοπική παλιά κατωφέρεια. Η ζώνη Αξιού αποτελεί έναν παλιό ωκεανό, ο οποίος βρισκόταν ανάμεσα σε 2 ηπείρους, οι οποίες αποτελούν τις σημερινές Σερβομακεδονική μάζα και Πελαγονική ζώνη. Η κατωφέρεια κατέληγε σε μια βαθιά αύλακα, περιφερειακή της ηπειρωτικής μάζας. Σύμφωνα με τα νεότερα μοντέλα της γεωτεκτονικής εξέλιξης του Ελληνικού χώρου, αυτή η αύλακα ήταν η θέση υποβύθισης (subduction) της ωκεάνιας περιοχής του Αξιού κάτω από την ηπειρωτική πλάκα, το περιθώριο της οποίας αποτελούσαν οι μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής (Meinhold et al. 2010, Meinhold & Kostopoulos 2012).



Σχήμα 3.2: Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα της Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CRB: Περιοδοτική ζώνη, Ax: Ζώνη Αξιού, PI: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικό-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pa: Ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας, Pi: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου - Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια, A: Ενότητα “Ταλέα όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι” πιθανόν της Ιονίου ζώνης.(Κατά Kiliass 2012)

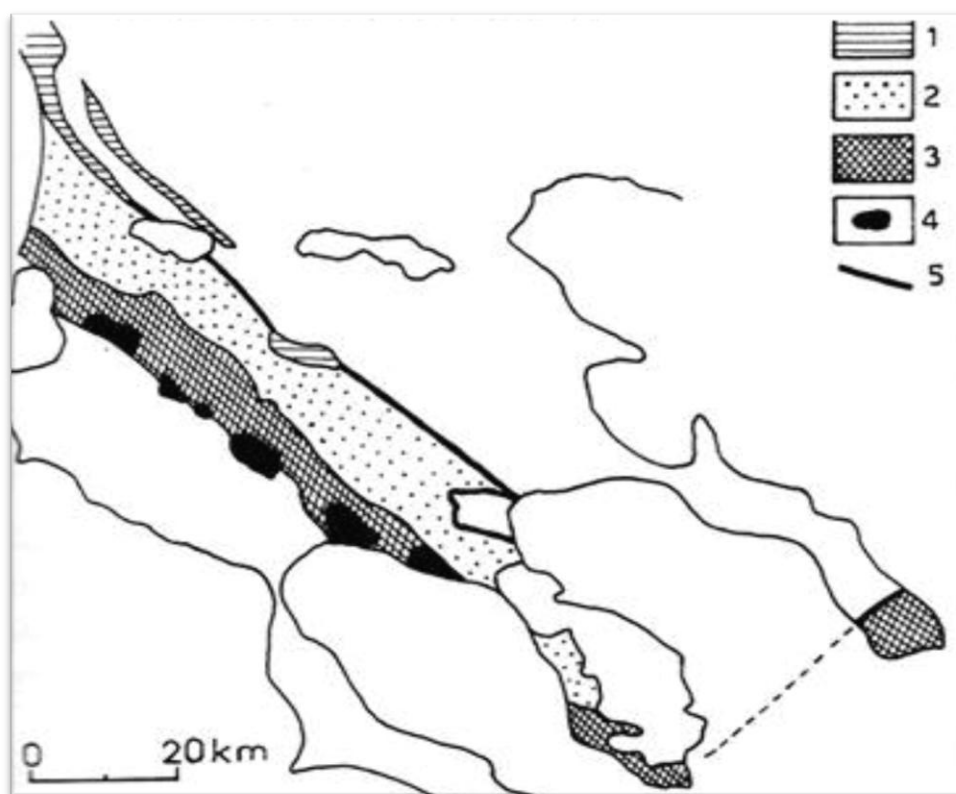
3.3 Λιθολογικοί Σχηματισμοί

Με την καθιέρωσή της από τους Kauffmann et al. (1976), η Περιοδοπική ζώνη περιλαμβάνει τις τρεις διαφορετικές ενότητες πετρωμάτων του δυτικού περιθωρίου της Σερβομακεδονικής με τα Αλπικά ιζήματα. Η Περιοδοπική ζώνη γενικά συγκροτείται από Περμοτριάδικα και Ιουρασικά μετα-ιζήματα, τα οποία σύμφωνα με νεότερες έρευνες φαίνονται να τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στα κρυσταλλοσχιστώδη της Ροδοπικής μάζας.

Οι τρεις ενότητες από τις οποίες συγκροτείται η Περιοδοπική ζώνη από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά είναι (Σχήμα 3.3):

1. Η Ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά, αποτελείται κυρίως από μετακλαστικά ιζήματα, μεταψαμμίτες, χαλαζίτες, χαλαζιακούς σχιστόλιθους και μετακροκαλοπαγή ηλικίας Περμίου.
2. Η Ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα, αποτελείται κυρίως από μάρμαρα – ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και φλύσχη.
3. Η Ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη, αποτελείται κυρίως από μετακλαστικά, ηφαιστειοκλαστικά, νηριτικά ανθρακικά ιζήματα και κερατολίθους, μάργες, σχιστολίθους. Μέσα στα ιζήματα αυτά παρεμβάλλονται μεγάλα οφειολιθικά σώματα με υπερβασικά και βασικά πετρώματα (γάββροι, περιδοτίτες, σερπεντινίτες).

Η περιοχή μελέτης ανήκει στην ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη, και πιο συγκεκριμένα στο ΝΔ τμήμα της, στην οφειολιθική ακολουθία.



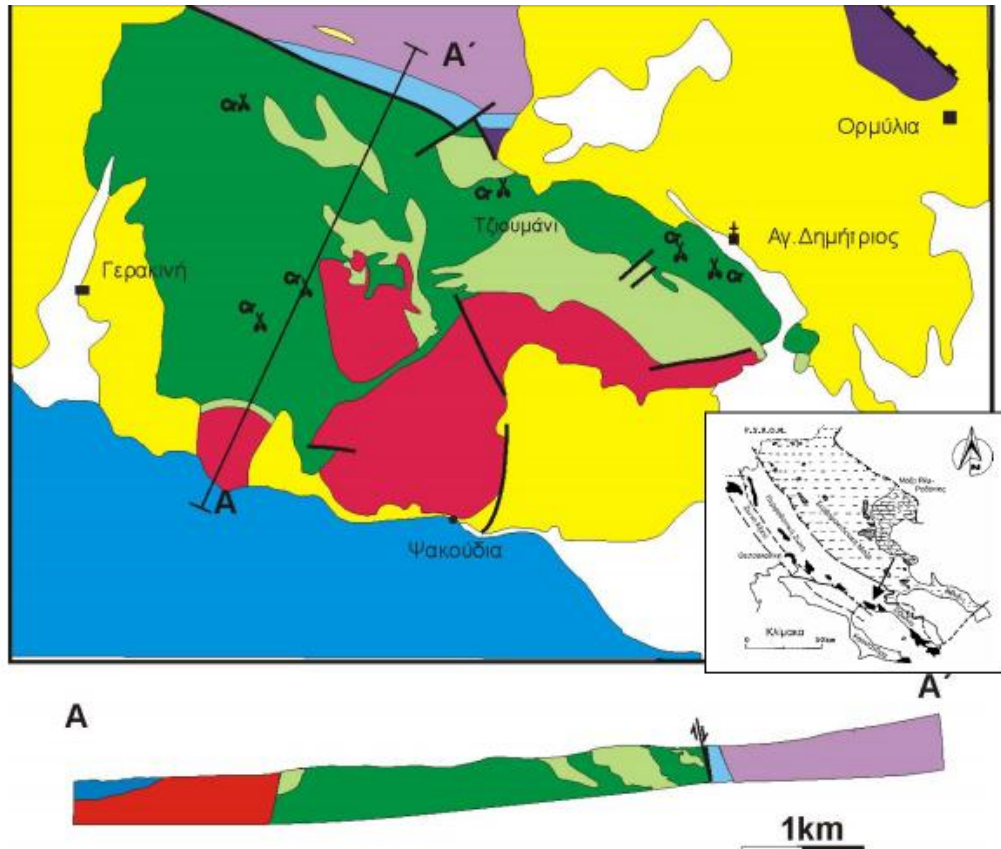
Σχήμα 3.3: Χάρτης της Περιοδοπικής ζώνης με τις τρεις ενότητες της και τις σημαντικότερες οφειολιθικές εμφανίσεις, 1: ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά, 2: ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα, 3: ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη, 4: οφειόλιθοι, 5: όριο της ζώνης με τη Σερβομακεδονική. (από Μουντράκης, 2010).

Το οφειολιθικό σύμπλεγμα της περιοχής Γερακινής – Ορμύλιας, αποτελεί τμήμα της εσωτερικής οφειολιθικής ακολουθίας που εμφανίζεται στον ελλαδικό χώρο, και πιο συγκεκριμένα του ανατολικού της τμήματος (Παιονία – Περιοδοπική) (Jung et al. 1980). Οι οφειόλιθοι αυτοί εμφανίζουν γεωχημικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά, που υποδηλώνουν ότι σχηματίστηκαν σε μια περιθωριακή οπισθοτόξια λεκάνη τύπου Άνδεων, κάτω από την οποία συνέβαινε υποβύθιση λιθοσφαιρικής πλάκας, η οποία επηρέασε και το χημισμό τους (Robertson 2002, Robertson et al. 2013).

Όσον αφορά τη χρονολόγηση των οφειολίθων της Περιοδοπικής, έχουν δοθεί απόλυτες ηλικίες για κάποιους από αυτούς. Πιο συγκεκριμένα, οι οφειόλιθοι της Χαλκιδικής έχουν χρονολογηθεί από τον Jung et al. (1980) στα 180 – 150 Ma.

Το οφειολιθικό σύμπλεγμα Γερακινής - Ορμύλιας αποτελείται από 2 υποενότητες πετρωμάτων: μία κατώτερη υπερβασική και μία ανώτερη βασική (Σχήμα 3.4). Η κατώτερη υπερβασική υποενότητα αποτελείται κυρίως από δουνίτες

(σερπεντινωμένους σε διαφορετικό βαθμό), οι οποίοι εμφανίζονται είτε μόνοι τους είτε σε εναλλαγές με χαρτσβουργίτες στα κατώτερα στρωματογραφικά επίπεδα και αποτελούν πέτρωμα – ξενιστή για πολυάριθμα κοιτάσματα χρωμίτη. Πάνω από τους δουνίτες συναντώνται πυροξενίτες, που συχνά εμφανίζουν στρωμάτωση. Έπειτα ακολουθεί το βασικό τμήμα, που αποτελείται από σωρευτικές εναλλαγές γάββρων, που σπάνια εμφανίζουν κάποια στρωμάτωση. Σύμφωνα με την Gauthier (1984), στην περιοχή εμφανίζονται τρεις κατηγορίες πυροξενιτών: φτωχοί σε κλινοπυρόξενο ολιβινικοί ορθοπυροξενίτες, που μεταβαίνουν σε πλούσιους σε κλινοπυρόξενο ολιβινικούς βεμπστερίτες, που διακόπτονται τοπικά από χαρτσβουργίτες, καθώς και πλαγιокλαστούχοι βεμπστερίτες. Κατά την ίδια ερευνήτρια, οι πλαγιокλαστούχοι βεμπστερίτες αποτελούν το μεταβατικό στάδιο προς τους υπερκείμενους γάββρους, ενώ πολλές φορές τα όρια μεταξύ αυτών των δύο είναι απότομα. Είναι συχνό το φαινόμενο οι πλαγιокλαστούχοι βεμπστερίτες και οι γάββροι να διασχίζονται από φλέβες πηγματιτικών γαββροειδών και δολεριτών, ενώ και όλες τις άλλες περιοχές μπορεί να διατέμνουν ολόλευκοκρατικές πηγματιτικές φλέβες (από Καλίτση 2003).





Σχήμα 3.4: Γεωλογικός χάρτης και γεωλογική τομή της περιοχής μελέτης, Χάρτες ΙΓΜΕ, φύλλα Πολύγυρος και Αρναία, 1978 (από Καλίτση 2003).

4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

4.1 Υπαίθρια Έρευνα και Δειγματοληψία

Η δειγματοληψία έγινε στην περιοχή της επιφανειακής εξόρυξης του μεταλλείου μαγνησίτη στη Γερακινή Χαλκιδικής. Τα δείγματα ελήφθησαν *in situ*, από τις πηγματιτικές φλέβες που διαπερνούν τα οφειολιθικά πετρώματα, καθώς και τις εμφανίσεις μαγνησίτη. Οι φλέβες αυτές βρίσκονταν πάνω στο πρηνές του μετώπου της εξόρυξης και ήταν σχετικά μικρού πάχους, περίπου 60cm. Το μήκος των φλεβών δεν μπορεί να καθορισθεί, καθώς λόγω της δημιουργίας των διαφόρων επιπέδων της εξόρυξης, έχει απομακρυνθεί μεγάλο τμήμα των πετρωμάτων.

4.2 Εργαστηριακή Έρευνα

A. Ορυκτολογική Μελέτη

Η ορυκτολογική μελέτη των δειγμάτων πηγματίτη, περιλαμβάνει μία αρχική μακροσκοπική παρατήρηση, όπου διακρίνονται τα πιο εμφανή χαρακτηριστικά του πετρώματος, όπως τα ορυκτά από τα οποία συνίσταται, καθώς και ο ιστός. Έπειτα, ακολουθεί η πιο λεπτομερειακή μικροσκοπική μελέτη των ορυκτών και κυρίως των κρυστάλλων τουρμαλίνη, η οποία έγινε στο Εργαστήριο του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας με τη χρήση πολωτικού μικροσκοπίου Leitz HM – POL διερχομένου φωτός, στο οποίο μελετήθηκαν 4 λεπτές τομές δειγμάτων πηγματίτη.

Οι μικροφωτογραφίες λήφθηκαν από σύστημα μικροσκοπίου Leitz ORTHOPLAN και ψηφιακής φωτογραφικής μηχανής.

B. Χημικές Αναλύσεις

Οι αναλύσεις των δειγμάτων έγιναν σε επανανθρακωμένες στιλπνές τομές δειγμάτων στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ με JEOL JSM-840A ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης συνδεδεμένο με φασματόμετρο ενεργειακής διασποράς INCA 300 (SEM-EDS). Οι μετρήσεις έγιναν με τάση επιτάχυνσης 20kV και χρόνο μέτρησης 80sec. Ως πρότυπο χρησιμοποιήθηκε δείγμα καθαρού Co.

Τα δείγματα για να αναλυθούν πρέπει να έχουν τέλεια αγωγιμότητα και γι' αυτό γίνεται εξάχνωση σε κενό ενός αγωγίμου υλικού -που στην περίπτωση αυτή είναι άνθρακας- από μία διάταξη βολταϊκού τόξου. Το πάχος της επικάλυψης με άνθρακα δεν ξεπερνά τα 200 Å ώστε να εξασφαλίζεται η ιδανική αγωγιμότητα χωρίς να επηρεάζεται η ευαισθησία του οργάνου. Η επανθράκωση έγινε με JEOL-4X εξάχνωτή κενού.

Πριν από την ανάλυσή τους τα ορυκτά παρατηρήθηκαν σε συνθήκες οπισθοδιασκεδάζουσας δέσμης ηλεκτρονίων (BSE – back scattered electrons) ώστε να γίνει φανερή οποιαδήποτε παρουσία ζώνωσης.

Γενικά, η ανάλυση τουρμαλίνη με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή εμφανίζει κάποιες δυσκολίες, καθώς η παρουσία τόσο ελαφρών στοιχείων Li, B, F όσο και νερού μειώνουν την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων.

Στο SEM του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με σύστημα παρατήρησης BSI πάρθηκαν και οι μικροφωτογραφίες της εργασίας αυτής.

5. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ – ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

Η ορυκτολογική σύσταση των πηγματιτών, μετά από μακροσκοπική παρατήρηση, προκύπτει ότι περιλαμβάνει τα εξής ορυκτά: Χαλαζία, Κ-άστριο (κυρίως Ορθόκλαστο, ελάχιστο Μικροκλινή), Πλαγιόκλαστα (Αλβίτη), Τουρμαλίνη, και ως επουσιώδες ορυκτό, Μοσχοβίτη.

Ο χαλαζίας βρίσκεται σε αφθονία στον πηγματίτη. Είναι λευκός, με αλλοτριόμορφους κρυστάλλους και εμφανίζει χαρακτηριστική κυματοειδή κατάσβεση όπως και χαμηλά χρώματα πόλωσης και χαμηλό θετικό ανάγλυφο.

Οι Κ-άστριοι, οι οποίοι είναι κυρίως ορθόκλαστα, είναι λευκοί, με εμφανή συχνά τη διδυμία Carlsbad σε παρατήρηση με διασταυρωμένα Nicols, συναντώνται τις περισσότερες φορές καολινιωμένοι, ενώ παρατηρήθηκαν και αντιπερθίτες στον μικροκλινή. Τα χρώματα πόλωσης εμφανίζονται χαμηλά έως λευκά και το ανάγλυφο χαμηλό αρνητικό.

Τα πλαγιόκλαστα (αλβίτης), εμφανίζουν μεγάλους, λευκούς, υπιδιόμορφους κρυστάλλους και παρουσιάζουν τη χαρακτηριστική αλβιτική πολυδυμία. Όπως και οι Κ-άστριοι, τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται συχνά καολινιωμένα με χαμηλά χρώματα πόλωσης και χαμηλό αρνητικό ανάγλυφο.

Ο μοσχοβίτης είναι σπάνιος, και εμφανίζεται με λευκό χρώμα έως και άχρωμος σε παρατήρηση με παράλληλα Nicols, ενώ σε παρατήρηση με διασταυρωμένα Nicols εμφανίζει τη ορθή κατάσβεση με χαρακτηριστική μαρμαρυγή. Τα χρώματα πόλωσής του είναι υψηλά, ενώ το ανάγλυφο μεταβάλλεται με τη στροφή της τράπεζας από χαμηλό σε μέτριο.

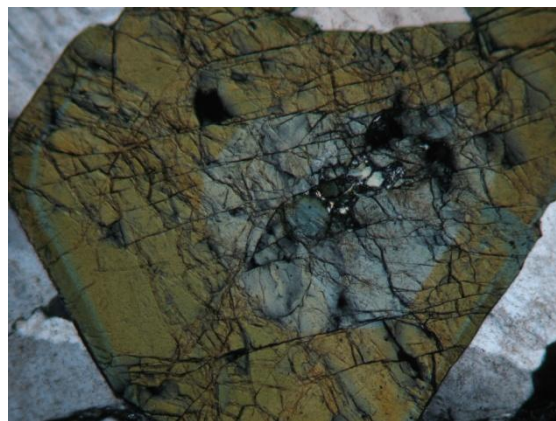
Ο τουρμαλίνης, ο οποίος και αποτελεί το αντικείμενο μελέτης της παρούσας εργασίας, εμφανίζει μέτριο έως υψηλό θετικό ανάγλυφο ενώ σε παρατήρηση με διασταυρωμένα Nicols εμφανίζει έντονη διπλοθλαστικότητα, χαμηλά χρώματα πόλωσης και μετά από κωνοσκοπική εξέταση παρουσιάζεται μονάξονας αρνητικός (-). Το σχήμα των κρυστάλλων τουρμαλίνη είναι κυρίως μακροπρισματικό, και το μήκος τους κυμαίνεται από 0,2 – 9 mm.

Αυτό που προέκυψε, επιπλέον, από την μικροσκοπική παρατήρηση είναι ότι οι κρύσταλλοι τουρμαλίνη εμφανίζουν διαφορετική εικόνα ζώνωσης, όπως φαίνεται και στο σχήμα 5.1. Μερικοί από τους κρυστάλλους εμφανίζουν έντονη οπτική ζώνωση ενώ άλλοι όχι.

Πιο συγκεκριμένα παρατηρήθηκαν πολλοί ζωνώδεις κρύσταλλοι οι οποίοι σε παρατήρηση μόνο με πολωτή εμφανίζουν ένα πιο καστανωπό έως καστανότεφο χρώμα στην περιφέρεια και ένα πρασινωπό έως πρασινότεφο χρώμα στο κέντρο. Υπάρχουν όμως και κρύσταλλοι, που εκτός από τις 2 αυτές ζώνες (πυρήνας-περιφέρεια), εμφανίζουν και μία ενδιάμεση ζώνη, μικρότερης συνήθως έκτασης, με καστανοπράσινο χρώμα. Στην πλειοψηφία των κρυστάλλων η περιφέρεια φαίνεται να καταλαμβάνει μεγαλύτερη έκταση της επιφάνειας κοπής του κρυστάλλου από ότι ο πυρήνας.

Η ζώνωση τις περισσότερες φορές εμφανίζεται να είναι συγκεντρική (Σχήμα 5.1 κρύσταλλοι α και β), σε μερικές περιπτώσεις η ενδιάμεση ζώνη δεν αναπτύσσεται περιμετρικά του πυρήνα, αλλά σε μία μόνο πλευρά του (Σχήμα 5.1 κρύσταλλοι γ, δ) ενώ συχνά η ζώνωση είναι διάχυτη στον κρύσταλλο (Σχήμα 5.1 κρύσταλλος ε). Επιπλέον, δεν είναι σπάνιο το φαινόμενο οι ζώνες να είναι πάνω από 3, όπως στην περίπτωση του κρυστάλλου η), στον οποίο είναι εμφανείς εκτός από το γαλαζότεφο πυρήνα και την καστανωπή περιφέρεια, 2 ενδιάμεσες ζώνες με διαφορετικές αποχρώσεις του καστανότεφρου.

Πολλές φορές οι κρύσταλλοι τουρμαλίνη εμφανίζουν περιφερειακά να περιβάλλονται από άστριο και περιέχουν εγκλείσματα τα οποία είναι είτε χαλαζία είτε Κ-αστρίου (ορθοκλάστου), ενώ σπανίως και ασβεστίτη (Σχήμα 5.1 κρύσταλλος στ). Τέλος, ο τουρμαλίνης εμφανίζει συχνά σπασίματα και ρωγμώσεις, οι οποίες πληρούνται από χαλαζία (Σχήμα 5.1 κρύσταλλος ζ), ενώ συχνά διατρέχεται και από φλέβες πληρωμένες με άστριο ή χαλαζία (Σχήμα 5.1 κρύσταλλος η)



α) Συγκεντρική ζώνωση με 4 ζώνες διαφορετικού πάχους. Παρατήρηση αριστερά με παράλληλα και δεξιά με διασταυρωμένα Nicols.



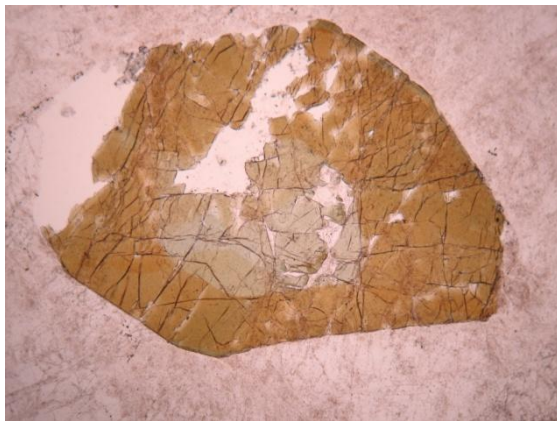
β) Χαρακτηριστική οπτική ζώνωση σε κρύσταλλο τουρμαλίνη.

γ) Πολλοί κρύσταλλοι τουρμαλίνη με διαφορετική ζώνωση ο καθένας.

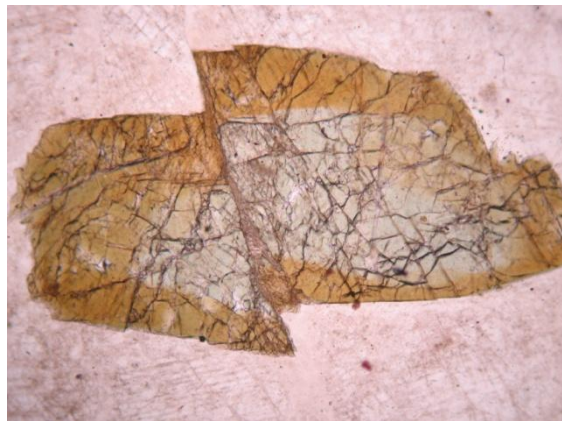


δ) Διαφορετικές μορφές οπτικής ζώνωσης σε 4 κρυστάλλους τουρμαλίνη.

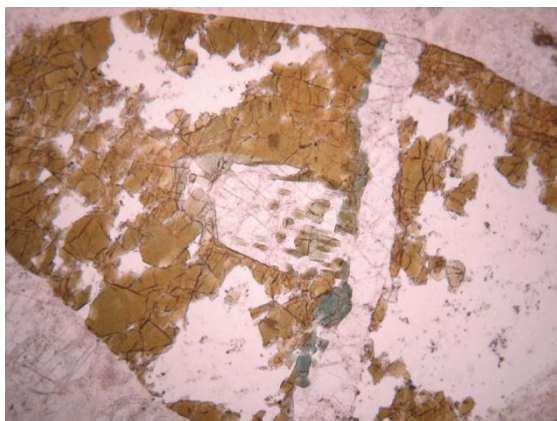
ε) Κρύσταλλος τουρμαλίνη με διάχυτη οπτική ζώνωση. Περιέχει και έγκλεισμα χαλαζία.



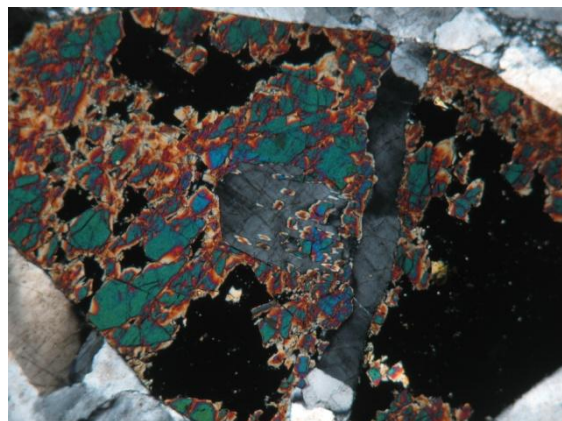
στ) Ζωνώδης κρύσταλλος με έγκλεισμα χαλαζία.



ζ) Παραμορφωμένος ζωνώδης κρύσταλλος τουρμαλίνη, με εμφανείς και τις τρεις ζώνες



η) Φλέβα Αστρίου που διατρέχει τον τουρμαλίνη. Παρατήρηση αριστερά με παράλληλα και δεξιά με διασταυρωμένα Nicols.



Σχήμα 5.1: Ζωνώδεις κρύσταλλοι τουρμαλίνη. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 4mm.

6. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ

6.1 Γενικά

Σύμφωνα με τους Hawthorne & Henry (1999) ο γενικός χημικός τύπος του τουρμαλίνη είναι ο εξής: $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)V_3W$ με

$X=Na, Ca, \text{κενό}, K$

$Y=Al, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Li$

$Z=Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}, Mg$

$T=Si, Al, B$

$B=B$

$W(O1)=OH, F, O$

$V(O3)=OH, O$

Νεότερες έρευνες στην ορυκτοχημεία του τουρμαλίνη έχουν δείξει ότι στον ίδιο γενικό χημικό τύπο στις επιμέρους θέσεις μπορούν να μπουν και επιπλέον στοιχεία. Έτσι, οι θέσεις διαμορφώνονται ως εξής:

$X=Na, Ca, \text{κενό}, K$

$Y=Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Cu^{2+}, Zn, Li, Ti^{3+}, \text{κενό}$

$Z=Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}, Mg, Fe^{2+}$

$T=Si, Al, B, Be$

$B=B$

$W(O1)=OH, F, O$

$V(O3)=OH, O$ (Bosi 2011)

Ο τουρμαλίνης αποτελείται από 13 γνωστά μέλη, ενώ όταν είναι γνωστή η σύσταση των V και W θέσεων μπορούν να αυξηθούν σε 39 υποθετικά μέλη, 4 εκ των οποίων είναι τα κυριότερα: Σορλίτης, Ουβίτης, Ντραβίτης και Ελβαΐτης (Hawthorne & Henry 1999). Γενικά τα 3 στοιχεία που συμμετέχουν σε μεγαλύτερο βαθμό στην χημική σύσταση του τουρμαλίνης είναι τα: Mg, Fe, Li. Τα μέλη που είναι πλούσια σε Mg ανήκουν στην ομάδα του Ντραβίτη, αυτά που είναι πλούσια σε Fe, και κυρίως σε Fe^{2+} , στην ομάδα του Σορλίτη και τέλος τα πλούσια σε Li, στην ομάδα του Ελβαΐτη, Ανάμεσα σε Ντραβίτη – Σορλίτη καθώς και Σορλίτη – Ελβαΐτη υπάρχει μία συνεχής σειρά, ενώ ανάμεσα σε Ελβαΐτη – Ντραβίτη υπάρχει ένα κενό μη αναμειξιμότητας (Deer et al. 1986). Σημαντικό ρόλο στην χημική σύσταση του τουρμαλίνης παίζει και

η ποσότητα Ca. Έτσι, τα μέλη, στην X – θέση των οποίων κυριαρχεί το Ca, ανήκουν στην ομάδα του Ουβίτη.

Σύμφωνα με την Black (1971), ο τουρμαλίνης εμφανίζεται να κληρονομεί την σύσταση από το πέτρωμα – ξενιστή στο οποίο φιλοξενείται, και παρουσιάζει μεγαλύτερο λόγο Fe/Mg σε πετρώματα με μεγάλο λόγο Fe/Mg (όπως ρυόλιθι, πηγματίτες), ενώ αντίθετα παρουσιάζει μικρό λόγο Fe/Mg σε μετα – ιζήματα.

Λόγω της πολύπλοκης χημικής του σύστασης, ο τουρμαλίνης παρουσιάζει πολλές ποικιλίες με διαφορετικούς χρωματισμούς, για αυτό και θεωρείται ένας ημι-πολύτιμος λίθος. Κρυσταλλώνεται στο τριγωνικό σύστημα, παρουσιάζει σκληρότητα 7 της κλίμακας Mohs, καθώς και έντονο πλεοχρωισμό σε παρατήρηση κάτω από μικροσκόπιο.

Ο τουρμαλίνης περιέχει μικρές αλλά αξιοσημείωτες ποσότητες K και είναι πολύ σταθερό ορυκτό, το οποίο συγκρατεί ποσότητες Ar. Για αυτό το λόγο χρησιμοποιείται στη ραδιοχρονολόγηση πετρωμάτων με χρήση της μεθόδου K/Ar.

6.2 Χημική σύσταση τουρμαλίνη

Σε κρυστάλλους τουρμαλίνη που παρουσίαζαν οπτική ζώνωση, έγινε σάρωση με μεγάλο αριθμό αναλύσεων από τον πυρήνα προς την περιφέρεια. Στον Πίνακα 6.1, δίνονται αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ζωνωδών κρυστάλλων τουρμαλίνη από τους πηγματίτες της Γερακινής και η κατανομή ιόντων με βάση την αρχή άθροισμα κατιόντων στις θέσεις $T+Z+Y=15$ (Henry & Dutrow 1996).

Με βάση τον πίνακα αυτό, έχουν σχεδιασθεί τα διαγράμματα ονοματολογίας (Σχήματα 6.2 και 6.3) των Hawthorne & Henry (1999) και Uher et al. (2002) αντίστοιχα. Από αυτά προκύπτει ότι:

1. Με βάση την κατανομή των X – θέσεων και αφού γίνει η προβολή των τιμών στο τριγωνικό διάγραμμα Ca / Na+K / X_{vac} (κατά Hawthorne & Henry 1999), διαπιστώνεται ότι οι πυρήνες χαρακτηρίζονται ως με κενά στη X – θέση τουρμαλίνες ενώ οι περιφερειακές ζώνες ως αλκαλιούχοι και με κενά στη X – θέση τουρμαλίνες (Σχήμα 6.2).
2. Οι τιμές Ca/(Ca+Na) (Ca#) και Fe/(Fe+Mg) (Fe#) κυμαίνονται μεταξύ 0,08 - 0,238 και 0,473 – 0,563 αντίστοιχα. Η προβολή των αναλύσεων (Ca#) προς

(Fe#) στο διάγραμμα Ca/(Ca+Na) προς Fe/(Fe+Mg) (Uher et al. 2002), δηλώνει ότι οι τουρμαλίνες της Γερακινής ανήκουν στην ομάδα του Ντραβίτη, χωρίς να υπάρχει κάποια εμφανής διαφοροποίηση ανάμεσα σε πυρήνες και περιφερειακές ζώνες, ενώ μόλις 3 τιμές, 2 από την περιφέρεια και 1 από τον πυρήνα, δείχνουν να προσεγγίζουν ελαφρώς το πεδίο του Σορλίτη (Σχήμα 6.3).

Πίνακας 6.1: Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις (κ.β.%), με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ζωνωδών κρυστάλλων τουρμαλίνη

Δείγμα	KP1			KP2			KP3		
	core	inter	rim	core	inter	rim	core	inter	rim
SiO ₂	37,21	37,00	36,35	36,72	36,58	36,46	36,11	36,31	36,31
TiO ₂	0,12	0,00	0,88	0,21	0,32	1,19	0,00	0,55	0,55
Al ₂ O ₃	36,57	37,62	34,90	36,17	33,90	33,90	33,48	36,07	36,07
FeO	6,36	5,94	7,19	7,04	8,29	6,21	7,76	6,72	6,72
MnO	0,00	0,23	0,13	0,00	0,00	0,54	0,99	0,00	0,00
MgO	5,49	5,43	5,59	6,35	6,42	6,50	6,43	6,03	6,03
CaO	0,14	0,00	0,30	0,09	0,41	0,06	0,00	0,20	0,20
Na ₂ O	1,43	1,40	2,21	1,43	1,65	2,05	1,26	1,56	1,56
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,10	0,05	0,00	0,24	0,25	0,25
Σύνολο	87,32	87,62	87,56	88,12	87,61	86,89	86,27	86,38	87,68

Κατανομή με βάση T+Z+Y=15									
Δείγμα	KP1			KP2			KP3		
	core	inter	rim	core	inter	rim	core	inter	rim
Si	5,944	5,867	5,889	5,807	5,882	5,904	5,857	5,855	5,804
Al	0,056	0,133	0,111	0,193	0,118	0,096	0,143	0,145	0,196
ΣΤ	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,829	0,896	0,552	0,549	0,307	0,374	0,257	0,429	0,600
Ti	0,014	0,000	0,107	0,025	0,039	0,144	0,000	0,000	0,066
Fe _{total}	0,849	0,788	0,974	0,931	1,114	0,841	1,052	0,788	0,898
Mn	0,000	0,031	0,017	0,000	0,000	0,074	0,136	0,000	0,000
Mg	1,307	1,285	1,350	1,496	1,539	1,568	1,554	1,783	1,437
ΣΥ	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ca	0,024	0,000	0,053	0,016	0,070	0,011	0,000	0,000	0,033
Na	0,444	0,429	0,695	0,439	0,514	0,644	0,395	0,551	0,485
K	0,000	0,000	0,004	0,021	0,011	0,000	0,050	0,000	0,050
ΣΧ	0,467	0,429	0,751	0,476	0,594	0,655	0,445	0,551	0,569
Ca#	0,051	0,000	0,070	0,035	0,120	0,016	0,000	0,000	0,065
Fe#	0,394	0,380	0,419	0,384	0,420	0,349	0,404	0,306	0,385

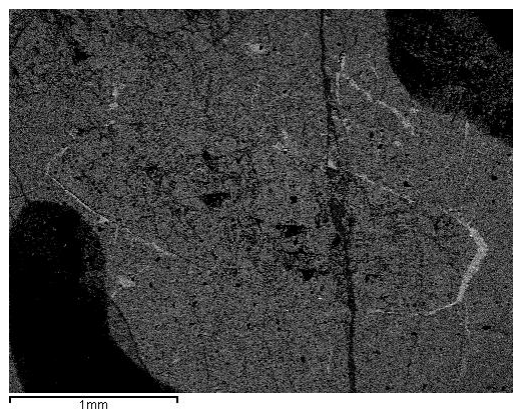
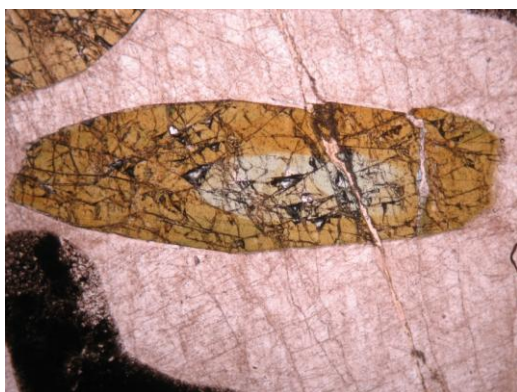
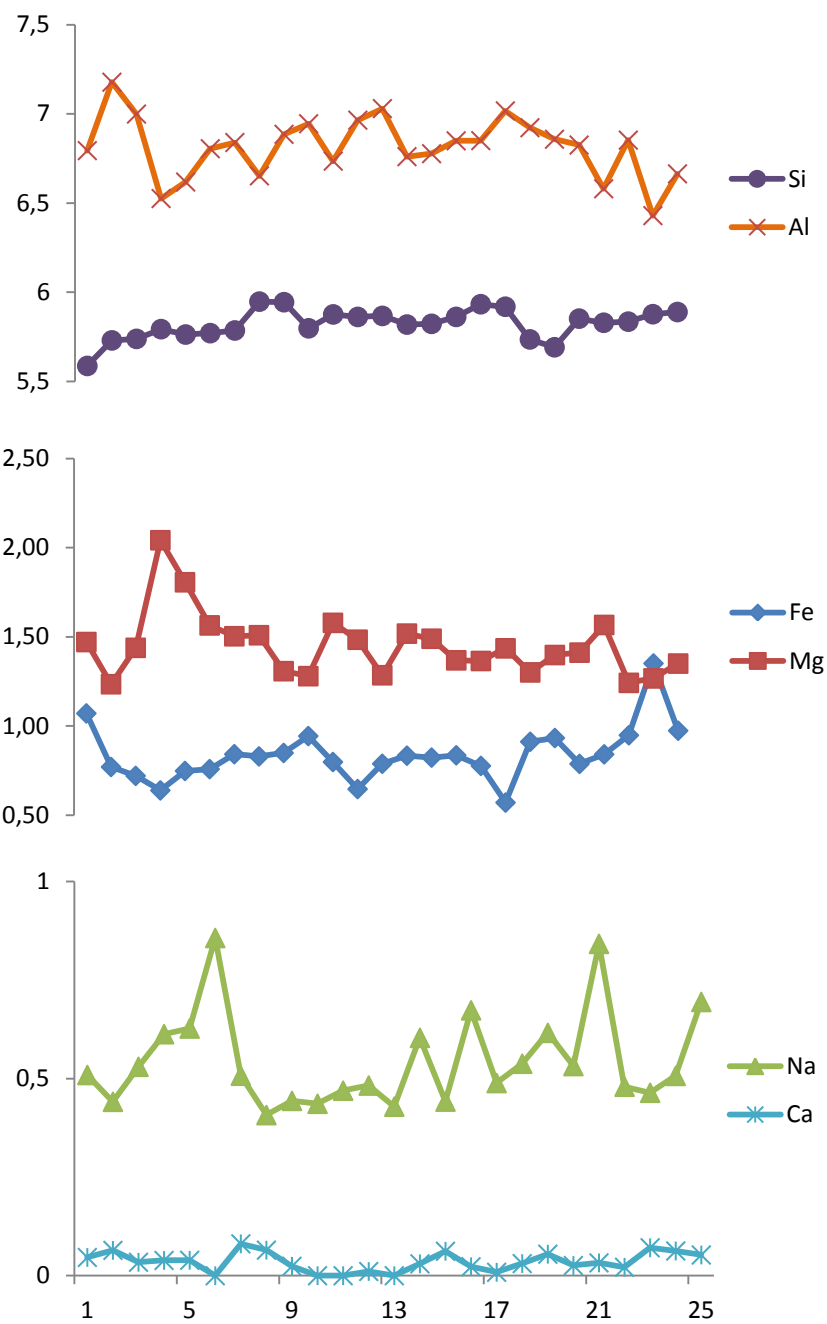
Πίνακας 6.1 συνέχεια: Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις (κ.β.%), με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή από άλλους 3 ζωνώδεις κρυστάλλους τουρμαλίνη της Γερακινής

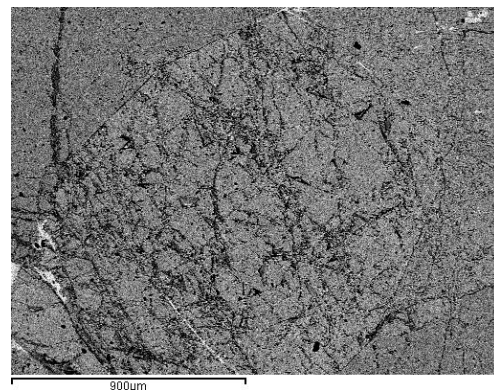
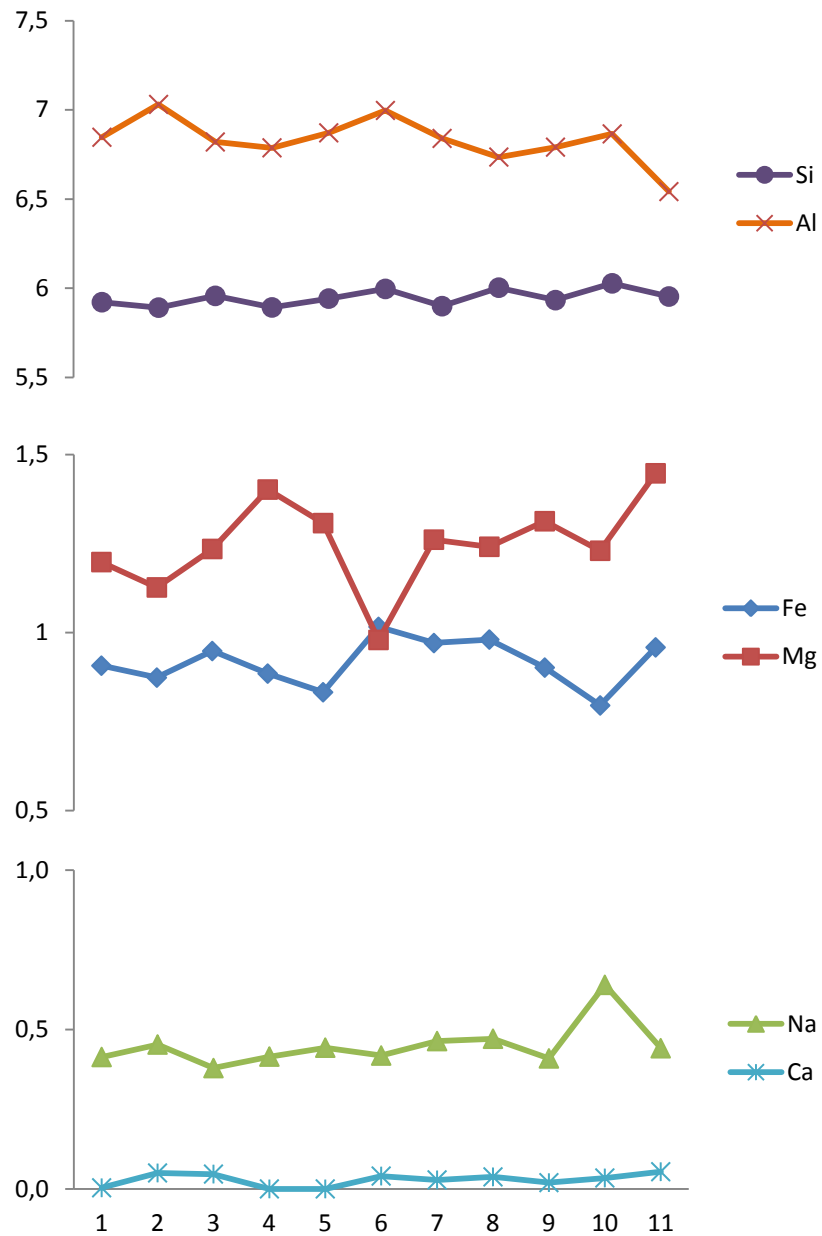
Δείγμα	KP4		KP5		KP6	
	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	36,65	36,99	36,99	36,82	36,86	36,89
TiO ₂	0,24	0,98	0,33	0,82	0,22	0,89
Al ₂ O ₃	35,80	35,62	35,22	34,33	38,08	36,82
FeO	6,90	7,69	7,23	7,09	5,23	7,08
MnO	0,18	0,15	0,00	0,00	0,01	0,22
MgO	6,09	5,45	5,13	6,00	4,71	3,89
CaO	0,16	0,15	0,22	0,31	0,11	0,00
Na ₂ O	1,16	1,78	1,50	1,41	1,84	1,66
K ₂ O	0,25	0,00	0,03	0,08	0,03	0,02
Σύνολο	87,41	88,81	86,64	86,86	87,1	87,48

Κατανομή με βάση T+Z+Y=15 κατιόντα						
Δείγμα	KP4		KP5		KP6	
	core	rim	core	rim	core	rim
Si	5,847	5,879	5,930	5,953	5,925	5,925
Al	0,153	0,121	0,070	0,047	0,075	0,075
ΣΤ	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,579	0,550	0,738	0,495	1,139	1,139
Ti	0,029	0,117	0,040	0,099	0,026	0,026
Fe _{total}	0,920	1,022	0,980	0,959	0,704	0,704
Mn	0,024	0,020	0,000	0,000	0,001	0,001
Mg	1,448	1,291	1,241	1,447	1,130	1,130
ΣΥ	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ca	0,027	0,026	0,038	0,054	0,020	0,020
Na	0,359	0,550	0,471	0,441	0,574	0,574
K	0,051	0,000	0,006	0,016	0,006	0,006
ΣΧ	0,436	0,576	0,515	0,511	0,600	0,600
Ca#	0,069	0,045	0,074	0,109	0,033	0,033
Fe#	0,389	0,442	0,441	0,398	0,384	0,384

*Ολικός Σίδηρος ως δισθενής, Ca#: Ca/(Ca+Na), Fe#: Fe/(Fe+Mg)

core: πυρήνας, inter: ενδιάμεση ζώνη, rim: περιφέρεια





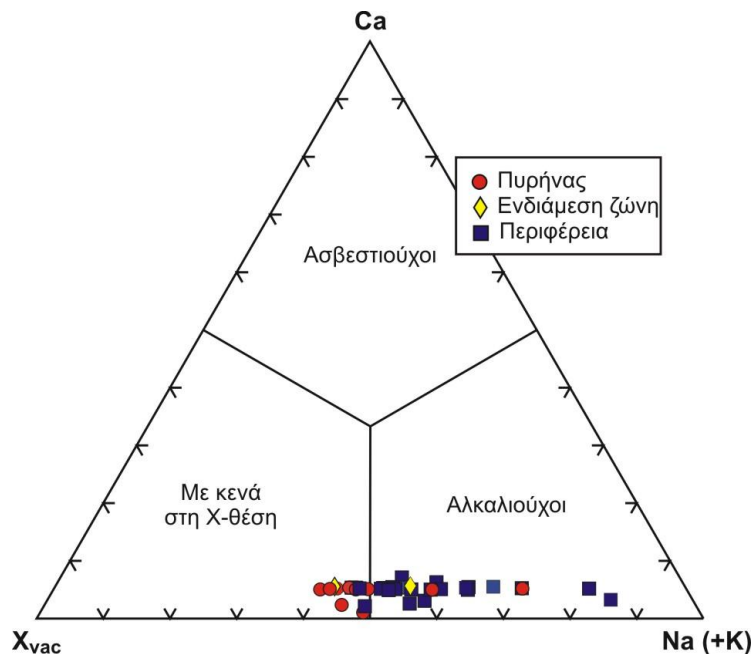
Σχήμα 6.1: Διαγράμματα κατανομής στοιχείων (arfu) σε τουρμαλίνες της Γερακινής, στους οποίους έγινε σάρωση με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή κατά μήκος πυρήνα – ενδιάμεσης – περιφέρειας. Η 1^η ανάλυση αντιστοιχεί σε πυρήνα και η τελευταία σε περιφέρεια. Παρατίθεται και η αντίστοιχη φωτογραφία του κρυστάλλου από πολωτικό μικροσκόπιο, καθώς και η εικόνα από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

Σύμφωνα με τον Πίνακα 6.1, είναι εμφανείς οι μεταβολές των διαφόρων οξειδίων στις ζώνες. Χαρακτηριστικά, τα οξείδια TiO_2 και FeO εμφανίζουν υψηλότερες τιμές στην περιφέρεια από ότι στον πυρήνα, ενδεικτικές τιμές για TiO_2 : 0,12 πυρήνας – 0,88 περιφέρεια και ενδεικτικές τιμές για FeO : 6,36 πυρήνας – 7,19 περιφέρεια. Η μεταβολή αυτή στα οξείδια στις διαφορετικές ζώνες του κρυστάλλου μπορεί να αποτελεί ένδειξη για τη ζώνωση που εμφανίζεται. Άλλα οξείδια όπως τα MgO , CaO δεν παρουσιάζουν κάποια αξιοσημείωτη μεταβολή στις διαφορετικές ζώνες (Πίνακας 6.1).

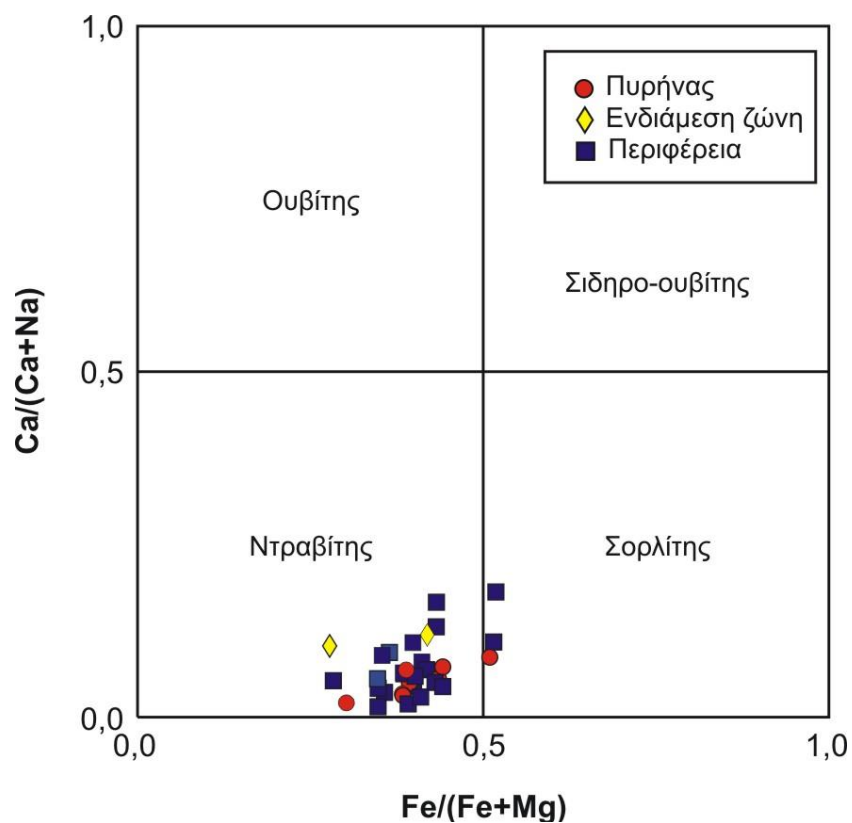
Στο σχήμα 6.1 δίνεται η εικόνα των κρυστάλλων και η κατανομή των στοιχείων με τη μορφή κατιόντων στη μοναδιαία κυψελίδα.

Από την προβολή των τιμών αυτών προκύπτει ότι :

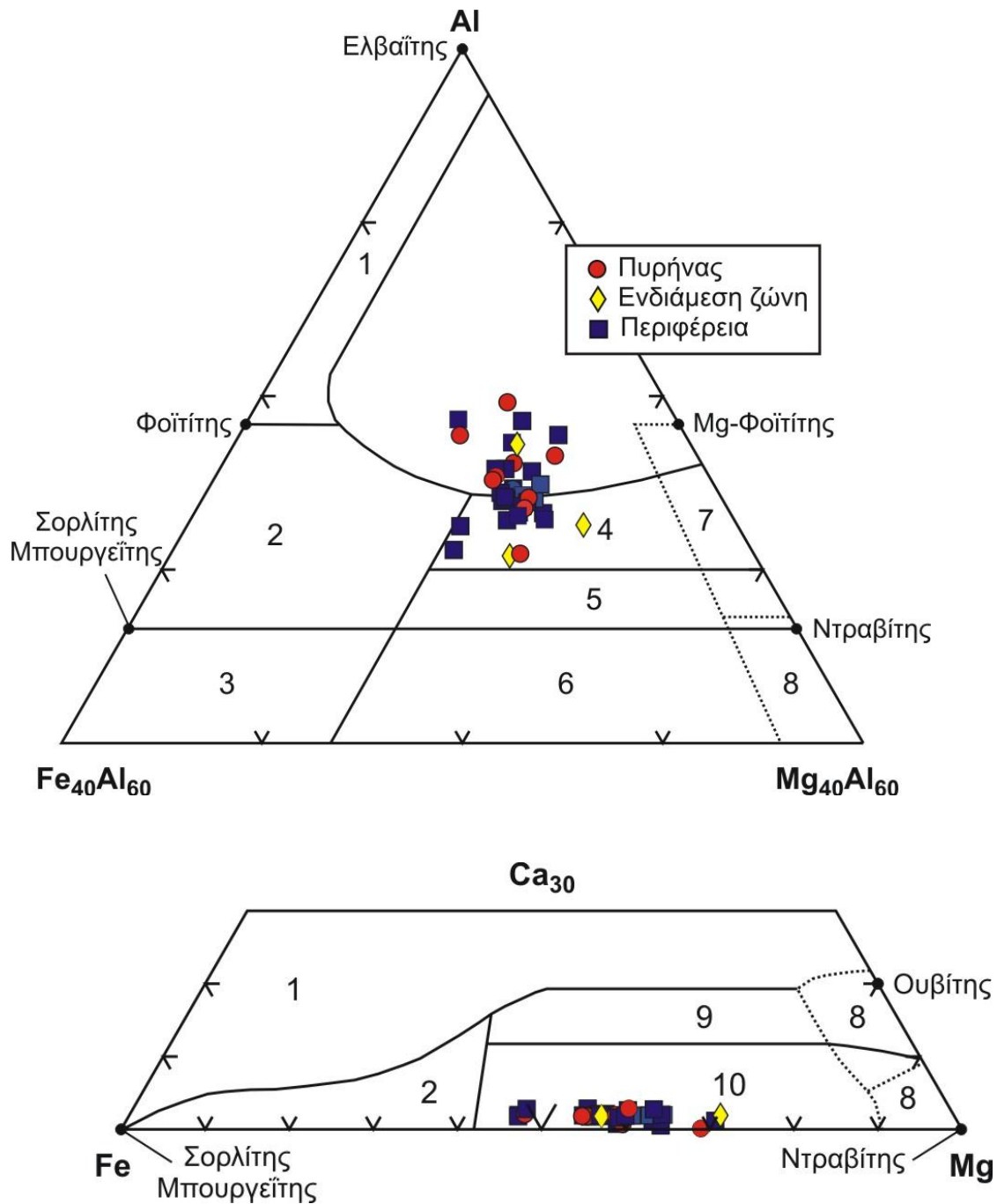
3. Οι κρύσταλλοι εμφανίζονται πτωχοί σε Ca και Na και αντίθετα πολύ πλούσιοι σε Si και Al (Σχήμα 6.1, Πίνακας 6.1).
4. Είναι εμφανής η αρνητική συσχέτιση ανάμεσα σε Fe – Mg καθώς και σε Na – Ca, ενώ αντίθετα θετική συσχέτιση εμφανίζουν Fe – Ca (Σχήμα 6.1).
5. Το Al είναι αρκετό για καλύψει μόνο του τη Z – θέση ($Z=6$).



Σχήμα 6.2: Προβολή της σύστασης των τουρμαλινών της Γερακινής στο διακριτικό διάγραμμα ονοματολογίας με βάση την κατάληψη της X – θέσης (Hawthorne & Henry 1999).



Σχήμα 6.3: Προβολή της σύστασης των τουρμαλινών της Γερακινής στο διάγραμμα $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ προς $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (ατομικές αναλογίες) και σχετική ονοματολογία (από Uher et. al. 2002).



Σχήμα 6.4: Κατανομή της χημικής σύστασης των τουρμαλινών από τις πηγματιτικές διεισδύσεις της Γερακινής στα διακριτικά διαγράμματα των Henry & Guidotti (1985). Επεξήγηση πεδίων: 1) Πλούσιοι σε Li γρανίτες – πηγματίτες – απλίτες, 2) φτωχοί σε Li γρανίτες – πηγματίτες – απλίτες, 3) Πλούσια σε Fe³⁺, χαλαζία και τουρμαλίνη πετρώματα, 4) Πλούσιοι σε Al μεταπηλίτες και μεταψαμμίτες, 5) Μεταπηλίτες και μεταψαμμίτες όχι πλούσιοι σε Al, 6) Πλούσια σε Fe³⁺, χαλαζία και τουρμαλίνη ασβεστοπυριτικά και μεταπηλιτικά πετρώματα, 7) Χαμηλού Ca μετα – υπερβασικά και πλούσια σε Cr, V μεταΐζήματα, 8) Μετα – ανθρακικά και μετα – πυροξενίτες, 9) Πλούσιοι σε Ca μεταπηλίτες, μεταψαμμίτες και ασβεστοπυριτικά πετρώματα, 10) Φτωχοί σε Ca μεταπηλίτες, μεταψαμμίτες και πετρώματα με χαλαζία – τουρμαλίνη.

7. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΜΑΛΙΝΗ

Ο ντραβίτης (dravite) αποτελεί το Mg – ούχο μέλος του τουρμαλίνη. Σύμφωνα με τους Neiva (1974), Manning (1982), Joliff et al. (1987), οι τουρμαλίνες που συνδέονται με τα αρχικά στάδια της διαφοροποίησης του μάγματος, είναι πλουσιότεροι σε Mg, από αυτούς που προκύπτουν κατά τα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης. Γι' αυτό και εμφανίζουν εκτός από υψηλά ποσοστά Mg, και υψηλά ποσοστά Fe και παράλληλα χαμηλά ποσοστά Al και Ca.

Στον ελλαδικό χώρο οι τουρμαλίνες αποτελούνται κυρίως από σιδηρο – ουβίτη και σορλίτη (Μιχαηλίδης, Σοφιάνσκα, Σολδάτος 2012) και φιλοξενούνται συνήθως σε μεταϊζηματογενή – μεταμορφωμένα πετρώματα και σπανιότερα σε χαλαζιακές – πηγματιτικές φλέβες. Σημαντικές εμφανίσεις με πλούσιους σε Mg και φτωχούς σε Ca τουρμαλίνες είναι σπανιότερες και βρίσκονται κυρίως στη Τσεχία (Buriánek & Novák 2007) και στην Ισπανία (Roda et al. 2013).

Εμφανίσεις κρυστάλλων τουρμαλίνη με χαμηλά ποσοστά Ca, συναντώνται κυρίως στις περιοχές: Βάβδος και Νέα Ρόδα. Σύμφωνα με τη Laskou (2005), οι τουρμαλίνες του Βάβδου ανήκουν κυρίως στην ομάδα του Σορλίτη (Fe – ουχο μέλος), και φιλοξενούνται σε πηγματίτες που διαπερνούν τους δουνίτες του οφειολιθικού συστήματος του Βάβδου, το οποίο ανήκει στην οφειολιθική ακολουθία της Περιοδοπικής ζώνης, αντίστοιχα με το σύστημα της Γερακινής. Από τη μελέτη των τουρμαλινών οι ερευνήτριες Kassoli-Fournaraki (1990) και Laskou (2005) συμπεραίνουν ότι οι πηγματίτες είναι αποτέλεσμα ανατηκτικών φαινομένων που συνέβησαν στην περιοχή, μετά την τοποθέτηση των οφειολίθων. Σύμφωνα με τους Michailidis & Kassoli-Fournaraki (1994), οι τουρμαλίνες της περιοχής των Νέων Ρόδων Χαλκιδικής, ανήκουν στην σειρά Σορλίτη – Ντραβίτη, πλησιάζοντας ελαφρώς το πεδίο του Σορλίτη (Fe – ουχο μέλος). Οι τουρμαλίνες αυτοί φιλοξενούνται σε χαλαζιακές φλέβες που διαπερνούν τα μετα-ιζήματα της Σερβομακεδονικής Μάζας. Η προέλευση των χαλαζιακών φλεβών θα μπορούσε να συσχετισθεί με υδροθερμικά ρευστά συνδεόμενα με τοπική μαγματική δραστηριότητα, με τη διαδικασία της μεταμορφικής κινητοποίησης των ρευστών ή με ξεχωριστά επιγενετικά επεισόδια. Η αφθονία του τουρμαλίνη στις

χαλαζιακές φλέβες υποδηλώνει τις υψηλές συγκεντρώσεις σε Βόριο των ρευστών ή την απότομη αλλαγή των P-T-X συνθηκών.

Οι μεταβολές στη σύσταση και η ζωνώδης δομή του ορυκτού μπορεί να σχετίζονται με τους παρακάτω παράγοντες: α) τη σύσταση του λιθολογικού περιβάλλοντος, β) τη σύσταση των διακινούμενων υδροθερμικών ρευστών, γ) το ρυθμό τροφοδοσίας και δ) τις φυσικοχημικές συνθήκες (P,T) που επικρατούσαν στο περιβάλλον γένεσης (Μιχαηλίδης, Σοφιάνσκα, Σολδάτος 2012).

Όπως έχουν παρατηρήσει και πολλοί ερευνητές, παρόλο που οι τουρμαλίνες εμφανίζουν έντονη χρωματική ζώνωση, με πολλές φορές πολύ ευκρινή την ενδιάμεση ζώνη, δεν εμφανίζεται κάποια συσχέτιση ανάμεσα στη ζώνωση και στη χημική σύσταση, καθώς υπάρχουν περιοχές με ίδια ζώνωση και διαφορετική χημική σύσταση και άλλες με ίδια ζώνωση και διαφορετική χημική σύσταση (Roda et al. 1995, Buriánek & Novák 2007). Είναι λοιπόν πιθανό, η χρωματική ζώνωση να αντικατοπτρίζει μικρές διακυμάνσεις του λόγου Fe^{2+}/Fe^{3+} (Roda et al. 1995), είτε να προκύπτει από τη διαφοροποίηση των ελαφρών στοιχείων (Li, B, F), τα οποία δεν είναι δυνατό να ανιχνευθούν με το Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM). Γι' αυτό και μετά από σάρωση οι τουρμαλίνες δεν εμφάνισαν κάποια σημαντική διαφοροποίηση στη χημική σύσταση των διαφορετικών ζωνών.

Η ποικιλότητα στη χημική σύσταση του τουρμαλίνη και η σχέση της με το περιβάλλον δημιουργίας του, οδήγησαν τους ερευνητές να χρησιμοποιήσουν το ορυκτό ως πηγή πληροφοριών για το λιθολογικό σχηματισμό που το φιλοξενεί (Ethier & Campbell 1977, Henry & Guidotti 1985). Επιπλέον, οι μεταβολές στην χημική του σύσταση και η σχέση του με τα περιβάλλοντα ορυκτά, αποτελούν πολλές φορές έναν καλό δείκτη του τοπικού περιβάλλοντος σχηματισμού του (Yardley et al. 1991, Michailidis & Kassoli – Fournaraki 1994).

Στην περιοχή της Γερακινής, οι τουρμαλίνες φιλοξενούνται σε πηγματιτικές φλέβες πλούσιες σε χαλαζία και αλβίτη. Οι πηγματικές αυτές φλέβες εμφανίζονται να διεισδύουν στους οφιολίθους της Γερακινής – Ορμύλιας, τμήμα της οφιολιθικής ακολουθίας που εμφανίζεται ως ένα τεκτονικό λέπι στα ιζήματα

κατωφέρειας της Περιοδοπικής ζώνης. Για τη γένεση των πηγματιτών υπάρχουν δύο πιθανές διαδικασίες που μπορεί να συντελέστηκαν:

- α) οι πηγματίτες να είναι μαγματικής προέλευσης, και να αποτελούν τμήμα της τελευταίας φάσης της κλασματικής κρυστάλλωσης του μάγματος, το οποίο συγκεντρώνει όλα τα σπάνια στοιχεία (π.χ. Li, B), τα οποία δεν συμμετείχαν προηγουμένως στην κρυσταλλική δομή των ορυκτών, και
- β) οι πηγματίτες να είναι προϊόν κάποιας ανατηκτικής διαδικασίας, κατά την οποία λόγω αύξησης θερμοκρασίας (T) και πίεσης (P), ετάκησαν πρώην ιζηματογενή πετρώματα και προέκυψαν λευκοκρατικά σώματα, τα οποία σε ένα μεταγενέστερο στάδιο διείσδυσαν στα περιβάλλοντα οφειολιθικά πετρώματα.

Στην ευρύτερη περιοχή της Γερακινής, δεν έχουν αναγνωρισθεί και χαρτογραφηθεί από παλαιότερους ερευνητές όξινες μαγματικές διεισδύσεις, με τις οποίες οι πηγματίτες θα μπορούσαν να συνδεθούν γενετικά. Επιπλέον, οι τουρμαλίνες εμφανίζονται πολύ πλούσιοι σε Fe και Mg, στοιχεία τα οποία δε συναντώνται σε μεγάλη ποσότητα στα κύρια ορυκτά ενός μαγματικού πηγματίτη, αλλά κυριαρχούν στην χημική σύσταση των οφειολίθων. Η προβολή των αναλύσεων των τουρμαλινών στα διακριτά διαγράμματα των Henry & Guidotti (Σχήμα 6.4), δείχνει ότι κάποιες περιφέρειες κυρίως των κρυστάλλων έχουν όμοια σύσταση με εκείνους που ανήκουν στο πεδίο των πλούσιων σε Al μεταπηλιτών – μεταψαμμιτών, ενώ οι περισσότερες αναλύσεις συγκεντρώνονται στο πεδίο των φτωχών σε Ca μεταπηλιτών – μεταψαμμιτών και πετρωμάτων με χαλαζία – τουρμαλίνη.

Με βάση τα στοιχεία που παίρνουμε από τα διαγράμματα, τα οποία συγκεντρωτικά είναι:

- Αυξημένα ποσοστά Fe, Mg, Al & Si
- Χαμηλά ποσοστά Ca, K
- Μη επιβεβαιωμένη ύπαρξη όξινης μαγματικής διείσδυσης στην ευρύτερη περιοχή της Γερακινής

- Ύπαρξη οφειολίθων ως πετρώματα – ξενιστές των πηγματιτικών διεισδύσεων

συμπεραίνουμε ότι, είναι πιθανότερη η προέλευση των πηγματιτών από ανατηκτικά φαινόμενα τα οποία έλαβαν χώρα κατά το παρελθόν στην περιοχή και μετά την τοποθέτηση των οφειολίθων, όπως συμβαίνει πιθανά και στις περιοχές Νέα Ρόδα και Βάβδος (Michailidis & Kassoli – Fournaraki 1994, Laskou 2005), και πιο συγκεκριμένα για την περιοχή του Βάβδου όπου το γεωτεκτονικό καθεστώς είναι παρόμοιο με της Γερακινής: οι τουρμαλίνες φιλοξενούνται σε πηγματίτες που διαπερνούν τους οφειολίθους της Περιοδοπικής ζώνης.

Έτσι λοιπόν, τα ρευστά που προέκυψαν βρίσκονταν σε συνθήκες υψηλής T και P, και καθώς ανέβαιναν, λόγω των αλκαλίων που βρίσκονταν σε διάλυση στην σύστασή τους, αποσπούσαν στοιχεία από τα βασικά – υπερβασικά πετρώματα όπως Mg και Fe. Όταν άρχισε η ψύξη του υδροθερμικού αυτού διαλύματος και η κρυστάλλωση των ορυκτών, τα στοιχεία Fe και Mg, καθώς και τα υπόλοιπα σπάνια στοιχεία που περιείχε ήδη το διάλυμα (Ti, Li, F, B), μαζί με το Si που αφθονούσε, συγκεντρώθηκαν και κατέλαβαν τις ανάλογες θέσεις στην κρυσταλλική δομή του τουρμαλίνη. Η αυξημένη εμφάνιση τουρμαλινών στους πηγματίτες δηλώνει ότι τα ρευστά ήταν πλούσια στα ανάλογα στοιχεία (Na, Al, Si, B) (Michailidis & Kassoli-Fournaraki 1994), και η απόσπαση στοιχείων από τους οφειολίθους ήταν σημαντικού βαθμού. Πιθανώς η εξαλλοίωση αυτή να συνδέεται γενετικά με την εξαλλοίωση των υπερβασικών και τον σχηματισμό Μαγνησίτη (CaCO_3), στην οποία όμως απαραίτητος παράγοντας είναι η παρουσία ρευστών πλούσιων σε ανθρακικές ενώσεις.

8. ΠΕΡΙΛΗΨΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία μελετάται η χημική σύσταση των τουρμαλινών που φιλοξενούνται σε πηγματίτες από την περιοχή της Γερακινής, Χαλκιδικής. Οι πηγματίτες διεισδύουν σε ένα τμήμα της οφειολιθικής σειράς που εμφανίζεται ως τεκτονικό λέπι μέσα στα ιζήματα κατωφέρειας της Περιοδοπικής ζώνης. Οι πηγματίτες εμφανίζονται χονδρόκοκοι, πλούσιοι σε χαλαζία, όξινο πλαγιόκλαστο (αλβίτη), βιοτίτη και τουρμαλίνη, ενώ ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται ο μοσχοβίτης και ο μικροκλινής.

Κατά τη μικροσκοπική μελέτη παρατηρήθηκαν πολλοί οπτικά ζωνώδεις κρύσταλλοι οι οποίοι εμφανίζουν ένα πιο καστανωπό έως καστανότεφρο χρώμα στην περιφέρεια και ένα πρασινωπό έως πρασινότεφρο χρώμα στο κέντρο. Το σχήμα τους είναι κυρίως μακροπρισματικό έως βελονοειδές.

Από τις χημικές αναλύσεις έγινε προβολή των αναλύσεων (Ca#) προς (Fe#) στο διάγραμμα $Ca/(Ca+Na)$ (Ca#) προς $Fe/(Fe+Mg)$ (Fe#), για την ονοματολογία του τουρμαλίνης από όπου προκύπτει ότι οι περισσότεροι από τους τουρμαλίνες της Γερακινής ανήκουν στην ομάδα του Ντραβίτη, του μαγνησιούχο δηλαδή μέλους των τουρμαλινών, χωρίς να υπάρχει κάποια εμφανής διαφοροποίηση ανάμεσα σε πυρήνες και περιφερειακές ζώνες. Επίσης, από το τριγωνικό διάγραμμα προβολής $Ca-Na(+K)-X_{Na}$ προκύπτει ότι οι πυρήνες των κρυστάλλων χαρακτηρίζονται ως με κενά στη X – θέση τουρμαλίνες, ενώ οι περιφερειακές ζώνες ως αλκαλιούχοι και με κενά στη X – θέση τουρμαλίνες (Σχήμα 6.2).

Σε ότι αφορά το περιβάλλον σχηματισμού, από την προβολή των αναλύσεων των τουρμαλινών στα διακριτά διαγράμματα των Henry & Guidotti , προκύπτει ότι κάποιες περιφέρειες προσομοιάζουν με τουρμαλίνες που σχηματίστηκαν σε πλούσιους σε Al μεταπηλίτες – μεταψαμμίτες, ενώ οι περισσότερες τιμές προσομοιάζουν με τους φτωχούς σε Ca μεταπηλίτες – μεταψαμμίτες και πετρωμάτα με χαλαζία – τουρμαλίνη.

Παρόλο που οι τουρμαλίνες εμφανίζουν έντονη χρωματική ζώνωση, δεν εμφανίζεται κάποια συσχέτιση ανάμεσα στη ζώνωση και στη χημική σύσταση, καθώς υπάρχουν περιοχές με ίδια ζώνωση και διαφορετική χημική. Είναι λοιπόν πιθανό, η χρωματική

ζώνωση να αντικατοπτρίζει μικρές διακυμάνσεις του λόγου Fe^{2+}/Fe^{3+} , είτε να προκύπτει από τη διαφοροποίηση των ελαφρών στοιχείων (Li, B, F) τα οποία δεν είναι δυνατό να ανιχνευθούν με το Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM). Γι' αυτό και μετά από σάρωση οι τουρμαλίνες δεν εμφάνισαν κάποια σημαντική διαφοροποίηση στη χημική σύσταση των διαφορετικών ζωνών.

Οι μεταβολές στην χημική του σύσταση και η σχέση του με τα περιβάλλοντα ορυκτά, αποτελούν πολλές φορές έναν καλό δείκτη του τοπικού περιβάλλοντος σχηματισμού του. Με βάση λοιπόν τα στοιχεία που παίρνουμε από τα διαγράμματα, συμπεραίνουμε ότι, είναι πιθανότερη η προέλευση των πηγματιτών από ανατηκτικά φαινόμενα τα οποία έλαβαν χώρα κατά το παρελθόν στην περιοχή και μετά την τοποθέτηση των οφειολίθων.

9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Black P. (1971): Tourmalines from Cuvier island, New Zealand. *Min. Mag.*, 38, 374-376
- Bosi F. (2011): Stereochemical constraints in tourmaline from a short – range to a long – range structure. *The Canadian Mineralogist*, vol. 49, 17-27.
- Bröcker M. and Franz L. (2000): The contact aureole on Tinos (Cyclades, Greece): tourmaline – biotite geothermometry and Rb – Sr geochronology. *Mineralogy and Petrology* 70, 257-283.
- Buriánek D. and Novák M. (2007): Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos* 95, 148-164.
- Deer W., Howie R. and Zussman J. (1986): Rock – forming minerals. vol. 1B, Disilicates and ring silicates, Longman ed., 559-602.
- Ethier V. and Campbell F. (1977): Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the southern cordillera of Canada and their economic significance. *Can. J. Earth Sci.*, 294, 905-988.
- Ertl A., Draganits E., Grasemann B., et al. (2011): Synkinematic growth of tourmaline on brittle – ductile normal faults, Despotiko island, Aegean Sea, Greece. *The Canadian Mineralogist*, vol. 49, 105-116.
- Gauthier A. (1984): La ceinture ophiolitique de Chalcidique (Grèce du Nord): Etude D'un cas de variations longitudinales, Petrologiques et structurales. Thèse pour l'obtention du grade de Docteur 3e Cycle, Univ. de Nancy. 291p.
- Hawthorne F. and Henry D. (1999): Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.*, 11, 201-205.
- Henry D. and Dutrow B. (1996): Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33(1), 503-557.

Henry D. and Dutrow B. (2001): Compositional zoning and element partitioning in nickeloan tourmaline from metamorphosed karstbauxite from Samos, Greece. *American Mineralogist*.

Henry D. and Guidotti C. (1985): Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite – grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.

Hezel D., Kalt A., Marschall H., et. al. (2011): Major – element and Li, Be compositional evolution of tourmaline in an s – type granite – pegmatite system and its country rocks: an example from Ikaria, Aegean Sea, Greece. *The Canadian Mineralogist*, vol. 49, 321-340.

Jung G., Musallam K., Burgath K., Kockel F., Mohr, M. and Raschka H. (1980): Ultramafic and related rocks of Chalkidiki. *Proc. Internat. Symp. Metals in Mafic and Ultramafic Complexes*, 3, Inst. Geol. Mining Research, Athens, Greece, 24-42.

Joliff B., Papike J. and Laul J. (1987): Mineral recorders of pegmatite internal evolution: *REE* contents of tourmaline from the Bob Ingersoll pegmatite, South Dakota. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 2225-2232.

Kassoli – Fournaraki A. (1990): Chemical variations in tourmalines from pegmatite occurrences in Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 55-65.

Kassoli – Fournaraki A. and Michailidis K. (1994): Chemical composition of tourmaline in quartz veins from Nea Roda and Thasos areas in Macedonia, northern Greece. *The Canadian Mineralogist*, vol. 32, 607-615.

Kaufmann, G., Kockel, F. and Mollat, H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. Geol. France*, (7)18, 225-230.

Kockel F. (1986): Die Vardar (Axios) Zone. In: Jacobshagen, V. (Ed), *Geologie von Griechenland*. Gebrüder Bornträger, Berlin, 150-158

Laskou M. (2005): Chemical and mineralogical characteristics of tourmaline in pegmatites from Vavdos, Chalkidiki peninsula, N. Greece. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, 769-772.

Manning D. (1982): Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholiths of peninsular Thailand. *Mineral. MAg.* 45, 139-147.

Marschall H., Altherr R., Kalt A. and Ludwig T. (2008): Detrital, metamorphic and metasomatic tourmaline in high – pressure metasediments from Syros (Greece): intra – grain boron isotope patterns determined by secondary – ion mass spectrometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 155, 703-717.

Meinhold G. and Kostopoulos D. (2012): The Circum – Rhodope Belt, northern Greece: Age, provenance and tectonic setting., *Tectonophysics* – 125429.

Meinhold G., Reischmann T., Kostopoulos D., Frei D. and Larionov A. (2010): Mineral chemical and geochronological constraints on the age and provenance of the eastern Circum – Rhodope Belt low – grade metasedimentary rocks, NE Greece. *Sedimentary Geology* 229, 207-223.

Michailidis K. and Kassoli – Fournaraki A. (1994): Tourmaline concentrations in migmatitic metasedimentary rocks of the Riziana and Kolchiko areas in Macedonia, Northern Greece. *Eur. J. Mineral.* 6, 557-609.

Neiva A. (1974): Geochemistry of tourmaline (schorlite) from granites, aplites and pegmatites from northern Portugal. *Geochim. Cosmochim Acta* 38, 1307-1317.

Robertson A.H.F. (2002): Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67

Robertson A., Branislav T., Nevenka D. and Bucur I. (2013): Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidence from the Republic of Macedonia and Greek Macedonia. *Tectonophysics* 595-596, 25-54.

Roda E., Pesquera A. and Velasco F. (1995): Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeneda area, Salamanca, Spain. *The Canadian Mineralogist*, vol. 33, 835-848.

Roda – Robles E., Pesquera A., Gil – Crespo P. and Torres – Ruiz J. (2011): Occurrence, paragenesis and compositional evolution of tourmaline from the Tormes dome area, central Iberian zone, Spain. *The Canadian Mineralogist*, vol.49, 207-224.

Uher P., Janák M. and Ozdin D. (2002): Calcian dravite from metacarbonate rocks of the Mútnik magnesite - talc deposit, Hnúšťa, Slovakia. *Neues Jb. Miner. Monat.* 2, 68-84.

Wieser (1973): Tourmaline from piemontite – tourmalin – ferriphengite segregation in epizonal crystalline schists.

Yardley B., Rochelle A., Barnicoat A. and Lloyd G. (1991): Oscillatory zoning in metamorphic minerals: an indicator of infiltration metasomatism. *Mineral. Mag.*, 55, 357-365.

Καλίτση, Αικ. (2003): Ορυκτολογική και γεωχημική μελέτη των χρωμιτοφόρων εμφανίσεων της περιοχής Γερακινής – Ορμύλιας, Ανατολικής Χαλκιδικής. *Διατριβή Ειδίκευσης*, 5-11.

Μιχαηλίδης, Κ., Σοφιάνσκα, Ε., Σολδάτος, Τ. (2012): Ζωνώδεις Ca – ούχοι τουρμαλίνες στα κοιτάσματα σμύριδας της νήσου Νάξου, ΝΑ Ελλάδα. *Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Κ. Σολδάτου*, Ειδικός τόμος 101, 71-77.

Μουντράκης, Δ. (2010): Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. 49-71, 132-145.