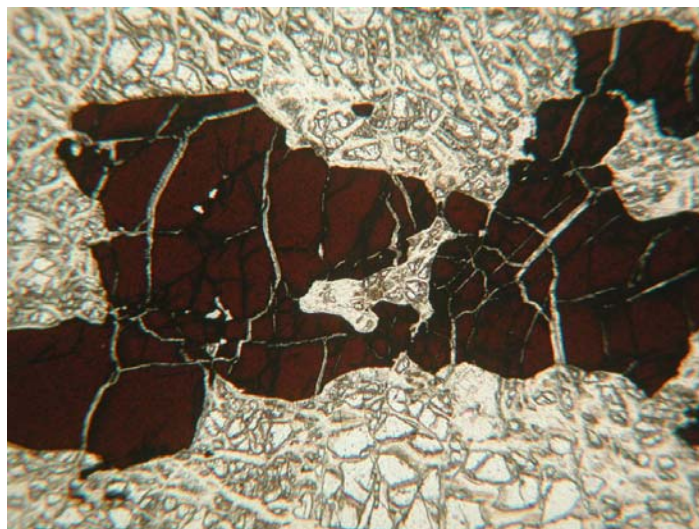


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ
ΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΟΦΟΡΩΝ ΕΜΦΑΝΙΣΕΩΝ ΤΗΣ
ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΓΕΡΑΚΙΝΗΣ-ΟΡΜΥΛΙΑΣ
ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ**

ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ ΚΑΛΙΤΣΗ
Γεωλόγος



ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΟΡΥΚΤΟΙ ΠΟΡΟΙ – ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2003

Εικόνα εξωφύλλου: Χρωμίτης ταινιωτού μεταλλεύματος της περιοχής
Γερακινής σε πολωτικό μικροσκόπιο

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Επιβλέπων Καθηγητής

1. Μιχαηλίδης Κλεόπας, Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Μέλη

2. Χριστοφίδης Γεωργιος, Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
3. Κασώλη-Φουρναράκη Άννα, Καθηγήτρια, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Η παρουσίαση και υποστήριξη της παρούσας Διατριβής Ειδίκευσης έγινε στις 15 Δεκεμβρίου 2003.

*Αφιερώνεται στους γονείς μου
και τον αδελφό μου Χρήστο*

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	<i>Σελίδα</i>
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	3
2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	5
2.1. Γεωλογία της περιοχής μελέτης	5
2.1.1. Γεωτεκτονική θέση της περιοχής	5
2.1.2. Λιθολογία και γεωλογική εξέλιξη της περιοχής	5
2.2. Οφειόλιθοι	7
2.2.1. Γενικά στοιχεία για τους οφειόλιθους	7
2.2.2. Ελληνικοί οφειόλιθοι	8
2.2.3. Μεταλλογένεση οφειολίθων	10
3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	12
3.1. Πετρογραφία του οφειολιθικού συμπλέγματος Χαλκιδικής	12
3.2. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων	14
3.2.1. Γάββροι	14
3.2.2. Πυροξενίτες	16
3.2.3. Χαρτσβουργίτες	19
3.2.4. Δουνίτες	23
3.3. Ορυκτοχημεία	24
3.3.1. Χρωμιούχοι σπινέλλιοι	24
3.3.2. Ολιβίνης	25
3.3.3. Πυρόξενοι	27
3.3.4. Αμφίβολοι	33
3.3.5. Σερπεντίνης	37
3.3.6. Χλωρίτης	39
3.3.7 Σουλφίδια	42
3.3.7.1. Πεντανδίτης	43
3.3.7.2. Μαγνητοπυρίτης	43
3.3.7.3. Βιολαρίτης	43
4. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	46
4.1. Κοιτάσματα και εμφανίσεις χρωμίτη στην Ελλάδα	46
4.2. Μεταλλοφόρες θέσεις της Περιοχής Γερακινής-Ορμούλιας	47
4.3. Μορφολογικοί τύποι μεταλλεύματος γενικά της Χαλκιδικής και ειδικότερα της περιοχής μελέτης	47
4.4. Περιγραφή του μεταλλεύματος στις θέσεις δειγματοληψίας	48
4.4.1. Περιοχή Άγιος Δημήτριος	48
4.4.2. Περιοχή Τζιουμάνι	53

4.4.3. Περιοχή μεταλλείων Γερακινής	55
4.5. Τα εγκλείσματα στο χρωμίτη	59
4.6. Κρυσταλλοχημεία και γραφική παράσταση σπινελλίων	61
4.6.1. Γενικά	61
4.6.2. Χημική σύσταση των χρωμιούχων σπινελλίων του πετρώματος	64
4.6.3. Χημική σύσταση των χρωμιτών του μεταλλεύματος	71
4.6.4. Σύγκριση της σύστασης των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής Γερακινής-Ορμούλιας με άλλα αλπικού τύπου κοιτάσματα	78
5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ	80
5.1. Συμπεριφορά στοιχείων στη μαγματική διαδικασία	80
5.2. Αναλύσεις ιχνοστοιχείων	81
5.3. Συσχέτιση ιχνοστοιχείων μεταξύ τους και με τα κύρια στοιχεία	86
6. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΧΡΩΜΙΤΗ	87
6.1. Γενικά	87
6.2. Διαγνωστικά χαρακτηριστικά μεταξύ αλπικού τύπου και στρωματόμορφων χρωμιτών	87
6.3. Ταξινόμηση των χρωμιτών της περιοχής μελέτης	89
6.4. Γένεση των χρωμιτών της περιοχής μελέτης	90
6.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των κοιτασμάτων χρωμίτη	93
7. ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	96
8. SUMMARY-CONCLUSIONS	99
9. ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ	102
10. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	105

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Οι χρωμίτες και τα συνοδά πετρώματα ξενιστές τους, οι οφειόλιθοι, παρουσιάζουν διπλό ενδιαφέρον. Από τη μια παρουσιάζουν μεταλλευτικό ενδιαφέρον, μια και ο χρωμίτης ως μετάλλευμα κατέχει στρατηγική θέση στις οικονομίες αρκετών κρατών. Στην Ελλάδα η εξόρυξη χρωμίτη αποτέλεσε μια από τις παλαιότερες και μακροβιότερες μεταλλευτικές δραστηριότητες. Από την άλλη, η μελέτη των γεωτεκτονικών περιβαλλόντων σχηματισμού των οφειολίθων, και μάλιστα των αλπικού τύπου, παρουσιάζει τώρα τελευταία όλο και μεγαλύτερο ενδιαφέρον με τις προτάσεις καινούριων και αρκετά ελκυστικών μοντέλων για τις συνθήκες που επικρατούν στις περιοχές σύγκλισης και απόκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών.

Στην εργασία αυτή μελετώνται οι χρωμιτικές εμφανίσεις που φιλοξενούνται στους οφειολίθους της περιοχής Γερακινής – Ορμούλιας. Αυτές αποτέλεσαν αντικείμενο εκμετάλλευσης κατά περιόδους και σήμερα αποτελούν αργούντα μεταλλεία. Στόχοι της εργασίας αυτής είναι:

- Να μελετηθεί η πετρολογία και ορυκτολογία των πετρωμάτων-ξενιστών της μεταλλοφορίας χρωμίτη.
- Να περιγραφούν οι μορφολογικοί τύποι του μεταλλεύματος.
- Να μελετηθεί η σύσταση του χρωμίτη σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία.
- Να συγκριθεί η σύσταση του χρωμίτη με τους χρωμίτες άλλων σημαντικών περιοχών, κυρίως στην Ελλάδα, αλλά και στον υπόλοιπο κόσμο.
- Να ερμηνευτεί ο τρόπος γένεσης του χρωμίτη.
- Να διερευνηθεί το πιθανό γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού του.

Για την πραγματοποίηση της εργασίας έγινε υπαίθρια και εργαστηριακή έρευνα. Η υπαίθρια έρευνα περιέλαβε τη γεωλογική αναγνώριση της περιοχής και τη συλλογή δειγμάτων πετρωμάτων και μεταλλεύματος.

Η εργαστηριακή έρευνα περιέλαβε την κατασκευή 30 λεπτών και 15 λεπτών - στιλπνών τομών από τα πετρώματα και τους διαφορετικούς τύπους μεταλλεύματος, καθώς και 12 στιλπνών τομών επίσης από το μετάλλευμα. Τα δείγματα αυτά μελετήθηκαν σε πολωτικό μικροσκόπιο διερχόμενου ή/και ανακλώμενου φωτός, ενώ επίσης έγιναν σ' αυτά χημικές αναλύσεις ορυκτών με τη βοήθεια του ηλεκτρονικού μικροαναλυτή του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Τέλος, σε επιλεγμένα δείγματα εφαρμόστηκε η μέθοδος φασματικής απορρόφησης για τη μέτρηση περιεκτικότητας στα ιχνοστοιχεία: Ni, Co, Cu, Mn, Zn και Ti.

Τα αποτελέσματα της εργαστηριακής έρευνας επεξεργάστηκαν με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή και με τη χρήση ειδικών προγραμμάτων.

Από τη θέση αυτή επιθυμώ να εκφράσω τις πιο θερμές μου ευχαριστίες στον επιβλέποντα Καθηγητή μου κ. Κλεόπα Μιχαηλίδη, για την υπόδειξη του θέματος, την επιστημονική βοήθεια, το ενδιαφέρον, τις πολύτιμες συμβουλές και υποδείξεις για τη

βελτίωση της διατριβής μου και την ηθική υποστήριξη που μου προσέφερε καθ' όλη τη διάρκεια της εργασίας μου.

Επίσης επιθυμώ να ευχαριστήσω θερμά τα άλλα δύο μέλη της τριμελούς επιτροπής, Καθηγήτρια κ. Άννα Κασώλη-Φουρναράκη και Καθηγητή κ. Γεώργιο Χριστοφίδη, για τις συμβουλές, τις συζητήσεις, τις χρήσιμες υποδείξεις και το ενδιαφέρον που έδειξαν για την ολοκλήρωση της διατριβής μου.

Ευχαριστώ τους παρασκευαστές του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας Γεώργιο Μιχαηλίδη και Δημήτρη Κατσίκια για την κατασκευή των μεταλλογραφικών και πετρογραφικών παρασκευασμάτων και τη Διδάκτορα κ. Ελβίρα Κόταλη για την πραγματοποίηση των χημικών αναλύσεων με τη μέθοδο της ατομικής απορρόφησης. Επίσης ευχαριστώ τη Λέκτορα του τμήματος Φυσικής Ελένη Παυλίδου και τη Διδάκτορα του τμήματος Γεωλογίας Λαμπρινή Παπαδοπούλου για τη βοήθεια στην εκτέλεση των μικροαναλύσεων και τη φωτογράφιση στο σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM: Scanning electron microscope).

Ιδιαίτερες ευχαριστίες θα ήθελα να απευθύνω στον Λέκτορα του Τομέα κ. Γεώργιο Τρώντσιο, για την υπόδειξη της μεθόδου διαλυτοποίησης των δειγμάτων χρωμίτη.

Τέλος, ευχαριστώ το Διευθυντή του Τομέα κατά την περίοδο διεξαγωγής της διατριβής μου Καθηγητή κ. Ανανία Τσιραμπίδη για τη διάθεση του εξοπλισμού του Τομέα για την εκτέλεση των διαφόρων εργασιών.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στον ελλαδικό χώρο αφθονούν τα οφειολιθικά πετρώματα, αφού καταλαμβάνουν περίπου το 2,5% της επιφάνειάς του. Μέσα σ' αυτούς φιλοξενούνται πολυάριθμες εμφανίσεις, καθώς και κοιτάσματα χρωμίτη.

Από τα οφειολιθικά συμπλέγματα της Ελλάδας δύο συγκεντρώνουν το μεγαλύτερο μέρος του ελληνικού χρωμίτη: αυτά του Βούρινου Κοζάνης στη Δυτική Μακεδονία και του Δομοκού στη Θεσσαλία. Στης περιοχές αυτές υπήρχε μεγάλη μεταλλευτική δραστηριότητα έως το 1992.

Οι **βιομηχανικές χρήσεις** του καθαρού συμπυκνώματος χρωμίτη καθορίζονται από την περιεκτικότητα στα οξείδια Cr_2O_3 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{ολ}}$, SiO_2 και το λόγο $\text{Cr}:\text{Fe}$. Έχουν διακριθεί 4 κύριοι τύποι με βάση τα χημικά χαρακτηριστικά του συμπυκνώματος (Βέργος 1979, Evans 1980):

- **Μεταλλουργικός**, με $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 48\%$ και $\text{Cr}/\text{Fe} > 2.8$
- **Πυρίμαχος**, με $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 30\%$, $(\text{Cr}_2\text{O}_3 \% + \text{Al}_2\text{O}_3) > 57\%$, $\text{SiO}_2 < 5\%$ και $\text{Fe} < 10\%$
- **Χημικός**, με $\text{Cr}_2\text{O}_3 \% > 45\%$, $\text{SiO}_2 < 8\%$
- **Άμμου χυτηρίων**, με $\text{Cr}_2\text{O}_3 \% > 35$ και $\text{SiO}_2 < 3\%$

Από **χημική άποψη** οι De Young et al. (1984) διέκριναν:

- **υψηλού-Cr χρωμίτες** με 46-55% Cr_2O_3 και $\text{Cr}/\text{Fe} > 2.1$
- **υψηλού-Fe χρωμίτες** με 40-46% Cr_2O_3 και $\text{Cr}/\text{Fe} 1.5-2$
- **υψηλού-Al χρωμίτες** με 33% Cr_2O_3 , 22-34% Al_2O_3 και $\text{Cr}/\text{Fe} 2-2,5$

Στην Ελλάδα μέχρι πρόσφατα τα μεγαλύτερα κέντρα εξόρυξης βρίσκονταν στο Βούρινο (Ξερολίβαδο), στην Ερέτρια και στο Δομοκό. Στο Βούρινο εξορυσσόταν μεταλλουργικού τύπου χρωμίτης, ενώ στο Δομοκό και στην Ερέτρια πυρίμαχου τύπου. Την ίδια περίοδο εκμετάλλευση πυρίμαχου τύπου χρωμίτη γινόταν και στη Ροδιανή Κοζάνης. Πολύ παλιότερα εκμεταλλεύσεις χρωμίτη έγιναν για μικρό χρονικό διάστημα και στη Βέροια (μεταλλουργικού) και Χαλκιδική (πυρίμαχου + μεταλλουργικού) (Βέργος 1979).

Το 1983 ιδρύθηκε η μεταλλουργική βιομηχανία ΕΛ.ΣΙ. (Ελληνικά Σιδηροκράματα) στον Αλμυρό Βόλου για παραγωγή σιδηροχρωμίου, που λειτούργησε για 8 περίπου χρόνια και είχε συνολική παραγωγή περίπου 277.000 τόνους.

Δυστυχώς, το 1992 αναστάλη κάθε δραστηριότητα εξόρυξης ελληνικού χρωμίτη λόγω της παγκόσμιας κρίσης στην τιμή χρωμίου. Το θετικό στοιχείο όμως είναι ότι σημαντικές ποσότητες μεταλλεύματος εξακολουθούν να παραμένουν στις περισσότερες χρωμιτοφόρες περιοχές. Σύμφωνα με τις τελευταίες εκτιμήσεις (Σταμούλης και Μήτρου 1990) το ύψος των αποθεμάτων του μεταλλουργικού τύπου χρωμιούχου μεταλλεύματος εκτιμάται ότι ξεπερνά τα 4 εκ. τόνους και του πυρίμαχου τύπου τα 1.2 εκ. τόνους.

Η έρευνα των κοιτασμάτων και εμφανίσεων χρωμίτη στην Ελλάδα άρχισε από τις αρχές του προηγούμενου αιώνα (Κτενάς 1916) και συνεχίζεται μέχρι σήμερα με μια πληθώρα ερευνητών, Ελλήνων και ξένων. Πολύ πρόσφατα άρχισε και η έρευνα της

πιθανής παρουσίας των ενώσεων των πιο πολύτιμων στοιχείων στη φύση, των πλατινοειδών (ομάδα λευκοχρύσου) στους ελληνικούς χρωμίτες.

Στην περιοχή Γερακινής-Ορμούλιας η πιο έντονη μεταλλευτική δραστηριότητα έλαβε χώρα κατά την περίοδο της γερμανικής κατοχής. Τόσο η πιθανότητα μιας στο μέλλον εκμετάλλευσης των χρωμιτών της περιοχής, όσο και το ενδιαφέρον τους από άποψης ορυκτολογικής και ορυκτοχημικής μελέτης, αλλά και τρόπου γένεσης των χρωμιτικών εμφανίσεων οδήγησε στην παρούσα μελέτη.

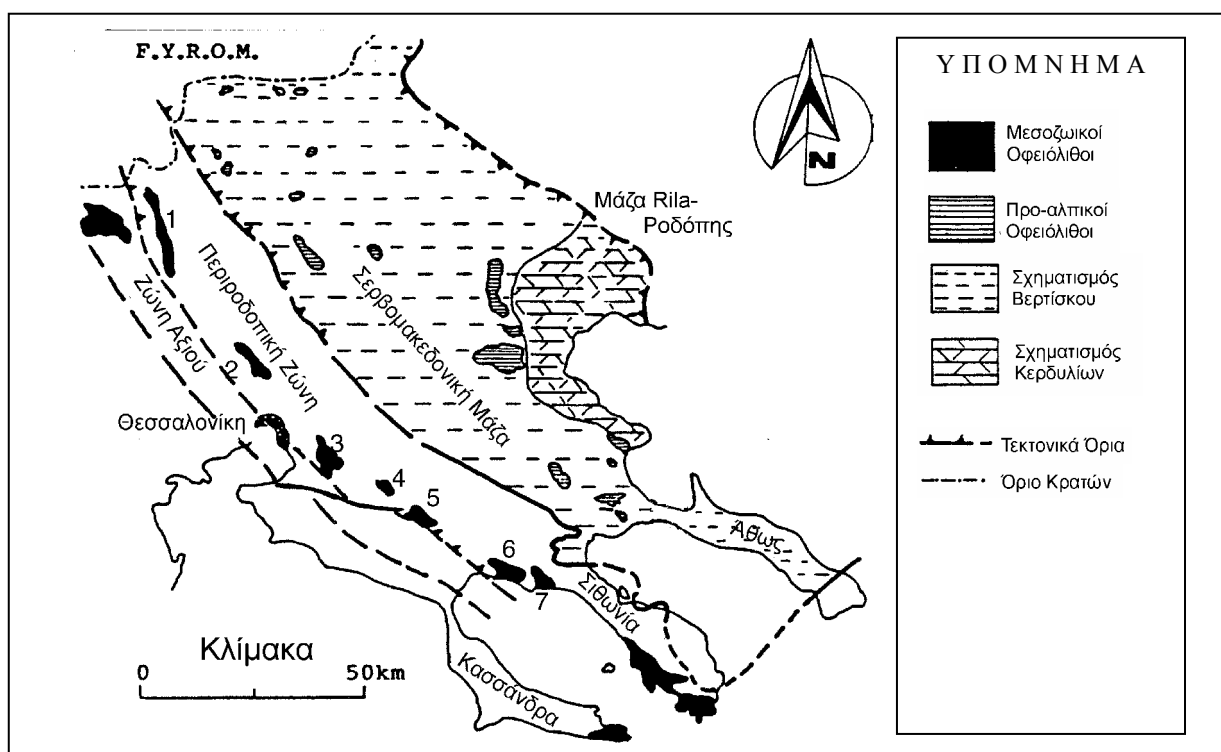
Αξίζει να αναφερθεί ότι το οφειολιθικό σύμπλεγμα Γερακινής-Ορμούλιας φιλοξενεί εκτός από το χρωμίτη και σημαντικά αποθέματα μαγνησίτη (λευκολίθου), τα οποία βρίσκονται σήμερα σε εκμετάλλευση από τη μεταλλευτική εταιρία "Ελληνικοί Λευκόλιθοι". Ο λευκόλιθος δημιουργεί ένα δίκτυο μεγάλων ή ένα πλέγμα μικρών φλεβών (stockwork) μέσα στους σερπεντινωμένους δουνίτες της περιοχής, όπου εντοπίζεται και η μεταλλοφορία χρωμίτη. Για το λόγο αυτό, σε αρκετές περιπτώσεις τα δύο είδη μεταλλοφορίας συνυπάρχουν και οι νεότερες φλέβες λευκολίθου διατρέχουν χρωμιτοφόρα σώματα.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

2.1 Γεωλογία της περιοχής μελέτης

2.1.1. Γεωτεκτονική θέση της περιοχής

Η περιοχή που μελετάται ανήκει γεωλογικά στην Περιοδοπική Ζώνη (Kauffman et al. 1976, Σχήμα 2.1), ενώ κατ' άλλους στο ανατολικό τμήμα της ζώνης Αξιού, στα σύνορα με την Σερβομακεδονική Μάζα, θεωρώντας ότι το ανατολικό τμήμα της ζώνης Αξιού συνορεύει κατ' ευθείαν με τη Σερβομακεδονική Μάζα (Mercier, 1966).

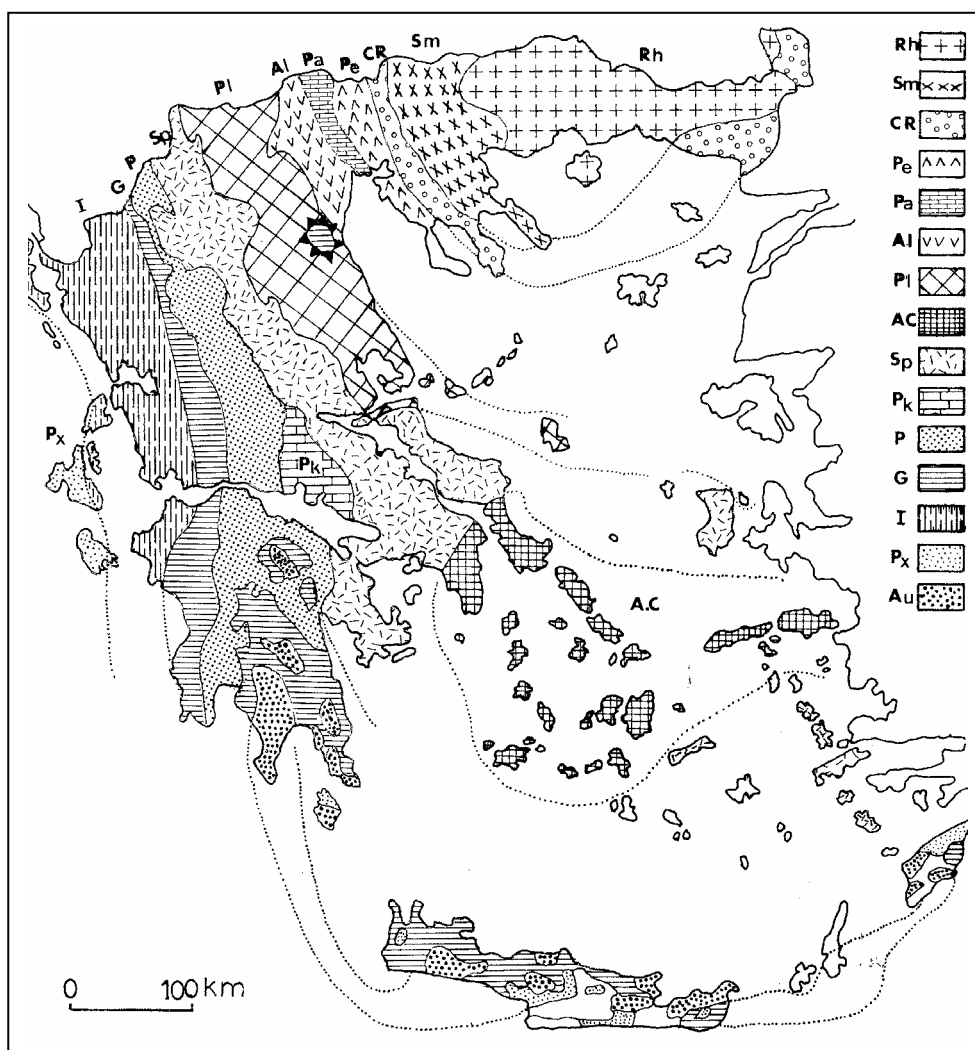


Σχήμα 2.1: Γεωτεκτονικές ζώνες και οφειολιθικές εμφανίσεις στην περιοχή της Χαλκιδικής (Κατά Koekel, 1986). Οι αριθμοί αντιστοιχούν στα εξής οφειολιθικά σώματα: 1. Γευγελής, 2. Ωραιοκάστρου, 3. Τριαδίου, 4. Βασιλικών, 5. Βάβδου, 6. Γερακινής-Ορμύλιας, 7. Μεταμόρφωσης.

2.1.2. Λιθολογία και γεωλογική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής

Η Περιοδοπική ζώνη παρεμβάλλεται μεταξύ ζώνης Αξιού και Σερβομακεδονικής μάζας, κατεβαίνει με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ από τα σύνορα Ελλάδας-F.Y.R.O.M. ως το μεσαίο πόδι της Χαλκιδικής (Σιθωνία), εκεί κάμπτεται παίρνοντας διεύθυνση Α-Δ, περνά από το νότιο άκρο της χερσονήσου του Αθω και τη

Σαμοθράκη και, περιβάλλοντας τη Σερβομακεδονική μάζα και τη μάζα της Ροδόπης, εμφανίζεται ξανά στον Έβρο (Σχήματα 2.1, 2.2).



Σχήμα 2.2: Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα της Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιτροδοπική ζώνη, (Pe: Ζώνη Παιονίας, Pa: Ζώνη Πάικου, Al: Ζώνη Αλμωπίας) = Ζώνη Αξιού, Pl: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικο -Κυκλαδική ζώνη, Sp:Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: Ζώνη Παξών ή Προαπουλία, Au: Ενότητα «Ταλέα όρη – πλακώδεις ασβεστόλιθοι» πιθανόν της Ιονίου ζώνης (κατά Mountrakis et al. 1983). Ελληνική Ενδοχώρα: Rh, Sm. Εσωτερικές Ελληνίδες Ζώνες: CR, Pe, Pa, Al, Pl, Ac, Sp. Εξωτερικές Ελληνίδες Ζώνες: Pk, P, G, I, Px.

Η ζώνη Αξιού (Σχήμα 2.2) ανήκει στις εσωτερικές ελληνίδες. Χωρίζεται σε τρεις υποζώνες από δυτικά προς ανατολικά: **α.** της Αλμωπίας, **β.** του Πάικου και **γ.** της Παιονίας. Θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τον παλιό ωκεανό της Τηθύος, που παρεμβαλλόταν μεταξύ της Σερβομακεδονικής ηπείρου και της Πελαγονικής μικροπλάκας. Η διάνοιξη του ωκεανού αυτού τοποθετείται από διάφορους επιστήμονες στο Ανθρακοπέρμιο, στο κατώτερο Άνω Τριαδικό ή στο μέσο

Κρητιδικό, κατά περιοχή (π.χ. Robertson and Dixon 1984, Decourt et al. 1986, Smith 1993, Stampfli et al. 1998). Στον ελλαδικό χώρο θεωρείται ότι έγινε στο Κατώτερο Άνω Τριαδικό (Robertson et al. 1991, Robertson 2002), κατά τη διάνοιξη της Νεοτηθύος. Η Σερβομακεδονική και η Πελαγονική θεωρείται ότι αντιπροσώπευαν παλιές ηπείρους που αποκόπηκαν από τη αρχική ήπειρο Γκοντβάνα, κατά τη διάνοιξη της Τηθύος και σήμερα αποτελούνται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα. Τον κυρίως ωκεανό της Τηθύος στη περίπτωση της ζώνης Αξιού θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει η υποζώνη της Αλμωπίας. Το Ανατολικό τμήμα της ζώνης Αξιού (υποζώνη Παιονίας), στο οποίο ανήκει και η περιοχή μελέτης, σύμφωνα με τις τελευταίες απόψεις, αντιπροσώπευε κατά το κατώτερο μέρος του Άνω Ιουρασικού μία οπισθοτόξια λεκάνη στο δυτικό περιθώριο της Σερβομακεδονικής λόγω της διάνοιξης της οποίας σχηματίστηκαν οι οφειόλιθοι (Bebien et al. 1986, 1987, Haenel-Remy and Bebien 1985, Jung et al. 1980, Jung and Mussallam 1985, Tsikouras and Hatzipanagiotou 1998a, Robertson 2002, Magganas 2002). Η ζώνη του Πάικου, σύμφωνα με τις ίδιες πάντα απόψεις έπαιζε το ρόλο ηφαιστειακού τόξου, πίσω από το οποίο σχηματίστηκε η παραπάνω οπισθοτόξια λεκάνη (Mercier 1966, Brown and Robertson 1994).

2.2. Οφειόλιθοι

2.2.1. Γενικά στοιχεία για τους οφειολίθους

Η χρήση του όρου "οφειόλιθοι" ως γεωλογικού σχηματισμού αποσαφηνίστηκε στο συνέδριο του Penrose της Geological Society of America (Anonymous 1972).

Σήμερα χρησιμοποιούνται οι όροι "οφειολιθικό σύμπλεγμα" (ophiolite complex) ή "οφειολιθική ακολουθία (cortege ophiolitique), για να χαρακτηρίσουν μια ακολουθία πετρωμάτων, που σε πλήρη ανάπτυξη περιλαμβάνει από τη βάση προς την κορυφή τους παρακάτω σχηματισμούς (Coleman 1977):

- **Υπερβασικό σύμπλεγμα** (ultramafic complex): περιλαμβάνει διαφορετικές αναλογίες από χαρτσβουργίτη, λερζόλιθο, δουνίτη, συνήθως με μεταμορφική τεκτονική υφή (μεταμορφικοί τεκτονίτες) λιγότερο ή περισσότερο σερπεντινωμένα. Με αυτά συνδέονται συχνά τα χρωμικά κοιτάσματα λοβόμορφου τύπου (podiform).
- **Γαββρικό σύμπλεγμα** (gabbroic complex): περιλαμβάνει σωρειτικούς περιδοτίτες, πυροξενίτες, γάββρους, συνήθως λιγότερο παραμορφωμένα από τα προηγούμενα.
- **Βασικά συμπλέγματα πολλαπλών φλεβών** (mafic sheeted dike complex): περιλαμβάνει συμπαγή διαβάση (-βασάλτη-κερατοφύρη) ή διαβασικές φλέβες.
- **Βασικό ηφαιστειακό σύμπλεγμα** (mafic volcanic complex) συχνά με μαξιλαροειδείς λάβες (pillow-lavas)
- **Εναλλαγές λαβών με πελαγικά ιζήματα** (συχνά με μεταλλοφορία).
- **Ιζηματογενή σειρά βαθιάς θάλασσας.**

Από πολλούς ερευνητές πιστεύεται ότι στη σωρειτική σειρά πρέπει να ενταχθούν και τα οξινότερα μέλη προς τα οποία εξελίσσονται οι γάββροι, για τα οποία οι Coleman and Peterman (1975) πρότειναν το γενικό όρο "ωκεάνιοι πλαγιογρανίτες" (oceanic plagiogranites).

Αργότερα οι Moores et al. (1980) και Moores (1982) συμπλήρωσαν τη στρωματογραφική αυτή ακολουθία με την τοποθέτηση των οφειολιθικών μειγμάτων (orhiolitic melange), καθώς και μεταμορφωμένων πετρωμάτων υψηλής θερμοκρασίας στη βάση του όλου συμπλέγματος. Επίσης ανέφεραν ότι, εκτός από τα πελαγικά ιζήματα, ορισμένα οφειολιθικά συμπλέγματα είναι δυνατό να συνοδεύονται και από ιζήματα νηριτικής φάσης.

Σήμερα οι παραπάνω ορισμοί επιδέχονται όλο και αυξανόμενη κριτική. Για παράδειγμα, κάποιοι επιστήμονες υποστηρίζουν ότι οι παραπάνω ορισμοί παραλείπουν ιζήματα ενδεικτικά γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού όπως ραδιολαριτικούς κερατόλιθους και ιζήματα χερσαίας προέλευσης, που επίσης συναντώνται στους οφειολίθους. Επίσης έχει καταστεί πλέον σαφές ότι από μερικούς οφειολίθους απουσιάζουν πρωτογενώς κάποια από τα παραπάνω μέλη που δηλώθηκαν ως απαραίτητα στοιχεία μιας ακολουθίας. Πιο συγκεκριμένα, σε ορισμένους οφειολίθους απουσιάζει το σύμπλεγμα φλεβών, και τα ηφαιστειακά επικάθονται κατ' ευθείαν στα πλουτωνικά μέλη (γάββρους ή υπερβασικά) π.χ. οι Ιουρασικοί οφειόλιθοι της Δυτικής Μεσογείου (Απέννινα και Άλπεις, Lagabrielle and Cannat 1990 και Desmours et al. 2001).

Έτσι, ένας πιο σύγχρονος ορισμός είναι ο εξής: *"οφειόλιθοι είναι ένα ωκεάνιο μαγματικό σύμπλεγμα που συνίσταται από υπερβασικά πετρώματα στη βάση του, με ποικίλες αναλογίες χαρτσβουργίτη, λερζόλιθου και δουνίτη (συχνά σερπεντινωμένων), στα οποία επικάθονται στρωματόμορφα ή μη γαββρικά πετρώματα, και ακολουθούν κυρίως βασαλτικά έκχυτα πετρώματα, με ή χωρίς την παρεμβολή φλεβικού συμπλέγματος, συμπεριλαμβανομένου ενός καλύμματος από πελαγικά ιζήματα βαθιάς θάλασσας"*. Σύμφωνα με τον τελευταίο, σύγχρονο ορισμό, στους οφειολίθους δεν ανήκουν τα συμπλέγματα των πυριγενών στρωματόμορφων διεισδύσεων (Robertson 2002).

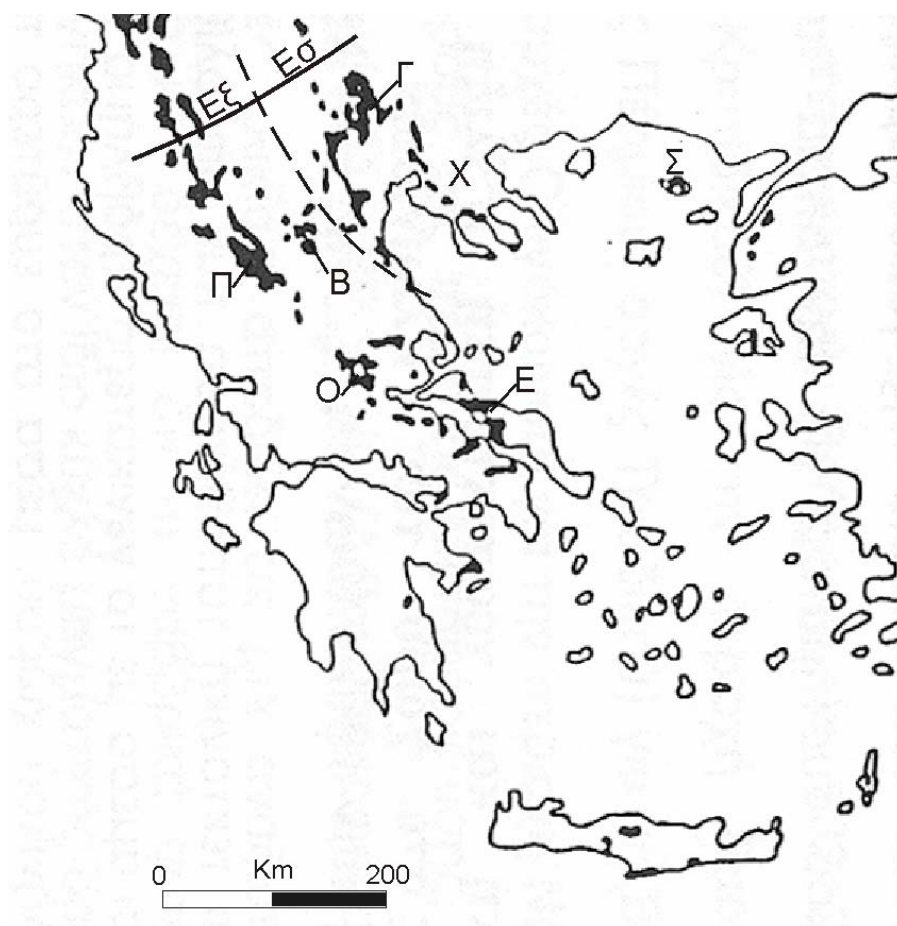
Σε πολλές περιπτώσεις η οφειολιθική ακολουθία δε συναντάται πλήρης, λόγω μετέπειτα διαδικασιών που κατέστρεψαν την αρχική, πρωτογενή δομή της. Στις περιπτώσεις αυτές χρησιμοποιείται ο όρος *"διαμελισμένοι οφειόλιθοι"* (*"Dismembered orhiolites"*) για να υποτεθεί η ύπαρξη και των υπολοίπων σύμφωνα με τον ορισμό απαραίτητων στοιχείων της. Όταν η οφειολιθική ακολουθία βρίσκεται σε αρκετά συγκεχυμένη μορφή, χρησιμοποιείται ο όρος *"οφειολιθικό μείγμα"* (*"orhiolitic melange"*). Σ' αυτές τις περιπτώσεις είναι δύσκολο να διαχωρίσουμε αν πρόκειται πραγματικά για μια κατεστραμένη οφειολιθική ακολουθία ή για άλλης προέλευσης υπερβασικά-βασικά πετρώματα (Robertson 2002).

2.2.2. Ελληνικοί οφειόλιθοι

Το σύνολο σχεδόν των οφειολίθων της Ελλάδας (Σχήμα 2.3) είναι διευθετημένο σε δύο ζώνες με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ: στην εσωτερική ελληνική οφειολιθική ζώνη και στην εξωτερική ελληνική οφειολιθική ζώνη .

Η εξωτερική ελληνική οφειολιθική ζώνη ανήκει γεωτεκτονικά στην Υποπελαγονική ζώνη. Σ' αυτήν ανήκουν τα μεγάλα οφειολιθικά συμπλέγματα του Βούρινου, της Πίνδου, της Όθρυος και της Εύβοιας, πολλά από τα οποία περιέχουν σημαντικά και εκμεταλλεύσιμα κατά το παρελθόν κοιτάσματα χρωμίτη (π.χ. Βούρινος, Τσαγκλί, κ.λπ.). Μεγάλο μέρος των οφειολίθων του Βούρινου και της Πίνδου καλύπτονται από τα μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής Αύλακας. Οι

οφειόλιθοι της εξωτερικής οφειολιθικής ζώνης χρονολογούνται στο Ιουρασικό (Robertson 2002). Πιο συγκεκριμένα, για το Βούρινο και την ανατολική Όθρυ ραδιοχρονολογήσεις έχουν δώσει ηλικία M-A Ιουρασικό (Spray et al. 1984, Smith 1993). Από τους παραπάνω, οφειόλιθοι όπως της περιοχής Δράμαλα της Πίνδου και της δυτικής Όθρυς θεωρείται ότι σχηματίστηκαν σε περιβάλλον αργά αναπτυσσόμενης (διερρηγμένης) μεσοωκεάνιας ράχης (MOR-type) (Capedri et al. 1980). Οφειόλιθοι όπως του Βούρινου και της Ανατολικής Όθρυς θεωρείται ότι σχηματίστηκαν πάνω από υποβυθιζόμενη λιθοσφαιρική πλάκα (SSZ: Supra Subduction Zone environment) (Jones et al. 1991). Αντίθετα, οι οφειόλιθοι της Μυγαλίτσας στη Χερσόνησο της Αργολίδας (Clift and Dixon 1998), κάποιες περιοχές της Πίνδου (π.χ. Ασπροπόταμος) (Jones et al. 1991), καθώς και οι οφειόλιθοι της Κρήτης (Koerpke et al. 2002) θεωρείται ότι είναι ενδιάμεσου των δύο παραπάνω τύπου.



Σχήμα 2.3: Κατανομή των οφειολιθικών σχηματισμών στον ελληνικό χώρο. Π:Πίνδου, Β:Βούρινου, Ο:Όθρυς, Ε:Εύβοιας, Γ:Γευγελής, Χ:Χαλκιδικής, Εσ:Εσωτερική οφειολιθική λωρίδα, Εξ:Εξωτερική οφειολιθική λωρίδα (Robertson 2002) .

Η εσωτερική οφειολιθική λωρίδα ανήκει γεωλογικά στη ζώνη του Αξιού και περιλαμβάνει δυτικά τους οφειολίθους της Αλμωπίας και ανατολικά τους οφειολίθους της Παιονίας – Περιοδοπικής Ζώνης. Οι τελευταίοι περιλαμβάνουν (Σχ. 2.1) από ΒΔ προς ΝΑ το σπουδαίο από γεωλογικής άποψης οφειολιθικό σύμπλεγμα της Γευγελής (Bebien et al. 1986, 1987), το σχεδόν συνεχές οφειολιθικό σύμπλεγμα του Ωραιοκάστρου (π.χ. Haenel-Remy and Bebieen 1985), τους οφειολίθους της κεντρικής Χαλκιδικής (με τα σώματα Τριαδίου, Βασιλικών, Βάβδου, Μεταμόρφωσης, π.χ. Jung et al. 1980, Jung and Mussallam 1985, Bebieen et al. 1986) και ακολουθούν οι οφειόλιθοι της Σιθωνίας. Στη Σιθωνία το σύστημα παίρνει Ανατολική-Βορειοανατολική διεύθυνση, για να ξαναεμφανιστούν οι οφειόλιθοι στη Σαμοθράκη (Tsikouras and Hatzipanagiotou, 1998β) και τελικά στον Έβρο (Magganas 2002). Μια μικρή οφειολιθική εμφάνιση που περιορίζεται στην παρουσία ηφαιστειακών πετρωμάτων έχουμε και στην περιοχή Κασσάνδρας. Τα γεωχημικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά των οφειολίθων της Παιονίας δείχνουν ότι σχηματίστηκαν σε μια περιθωριακή οπισθοτόξια λεκάνη τύπου Άνδεων, κάτω από την οποία συνέβαινε υποβύθιση λιθοσφαιρικής πλάκας, η οποία επηρέασε και το χημισμό τους (βλ. Robertson 2002).

Όσον αφορά στις ηλικίες, οι οφειόλιθοι της Αλμωπίας θεωρούνται ηλικίας Άνω Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού (Bertrand et al. 1994). Οι οφειόλιθοι της Παιονίας, από την άλλη χρονολογούνται στο κατώτερο Άνω Ιουρασικό (Bebien et al. 1986, 1987, Jung et al. 1980, Jung and Mussallam 1985, Tsikouras and Hatzipanagiotou, 1998β, Magganas 2002 κ.α.). Πιο συγκεκριμένα, για κάποιους από τους οφειολίθους της Παιονίας έχουν δοθεί οι εξής απόλυτες ηλικίες: Γευγελής 163-149 Ma (Spray et al. 1984), Χαλκιδικής 180-150 Ma (Jung et al. 1980).

2.2.3. Μεταλλογένεση οφειολίθων.

Με τα διαφορετικά μέλη της οφειολιθικής ακολουθίας είναι δυνατό να συνδέονται χαρακτηριστικοί τύποι κοιτασμάτων ορυκτών πρώτων υλών. Τα κοιτάσματα αυτά μπορούν να διακριθούν σε δύο κατηγορίες: τα πρωτογενή και τα δευτερογενή (Coleman, 1977).

Τα **πρωτογενή** δημιουργούνται στον ίδιο ή περίπου ίδιο χρόνο με τα πετρώματα ξενιστές. Σ' αυτά ανήκουν:

1. Τα κοιτάσματα **χρωμίτη**, που δημιουργούνται κατά τα πρώτα στάδια κρυστάλλωσης του μάγματος, ανήκουν δηλαδή στην κατηγορία των υδρομαγματικών κοιτασμάτων, και συνδέονται κυρίως με δουνίτες ή/ και χαρτσβουργίτες.
2. Τα κοιτάσματα **συμπαγών σουλφιδίων Cu-FeS₂** (τύπου Κύπρου), που ανήκουν στην κατηγορία των υποθαλάσσιων ηφαιστειοϊζηματογενών κοιτασμάτων και συνδέονται με τα έκχυτα πετρώματα των οφειολίθων.

Τα **δευτερογενή** σχηματίζονται μετά τη δημιουργία της οφειολιθικής ακολουθίας, κατά τη διάρκεια της τεκτονικής της τοποθέτησης στα ηπειρωτικά περιθώρια ή και αργότερα. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν :

1. Τα κοιτάσματα **αμιάντου**, που σχηματίζονται από τη σερπεντινίωση των υπερβασικών πετρωμάτων.
2. Τα κοιτάσματα **μαγνησίτη** (λευκολίθου), που δημιουργούνται είτε λόγω υδροθερμικής εξαλλοίωσης είτε λόγω επιφανειακής αποσάθρωσης, επίσης των υπερβασικών πετρωμάτων της οφειολιθικής ακολουθίας.

3. Τα κοιτάσματα **λατεριτών** (σιδηρονικελιούχα) και **βωξιτών**, που προκύπτουν από την επιφανειακή χημική αποσάθρωση σε τροπικά κλίματα των κατάλληλων μελών της διαμελισμένης οφειολιθικής ακολουθίας.
4. **Διάφορα** κοιτάσματα **βιομηχανικών ορυκτών**, όπως τάλκη, βερμικουλίτη, καολίνη, κ.α., που προκύπτουν με ποικίλες διεργασίες (υδροθερμική εξαλλοίωση, χημική αποσάθρωση, μεταμόρφωση)

Στην Ελλάδα συναντώνται όλοι οι παραπάνω τύποι κοιτασμάτων, με σημαντικότερα τα κοιτάσματα χρωμίτη, μαγνησίτη, λατερίτη και βωξίτη, η εκμετάλλευση των οποίων άρχισε τον προηγούμενο αιώνα και συνεχίζεται μέχρι σήμερα (εκτός από το χρωμίτη, που έχει σταματήσει).

3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

3.1. Πετρογραφία του οφειολιθικού συμπλέγματος Χαλκιδικής

Οι οφειολιθικές εμφανίσεις της Χαλκιδικής βρίσκονται κατανεμημένες σε δύο ζώνες - συμπλέγματα, όπως δείχνει το Σχήμα 2.1, μία ανατολική και μία δυτική.

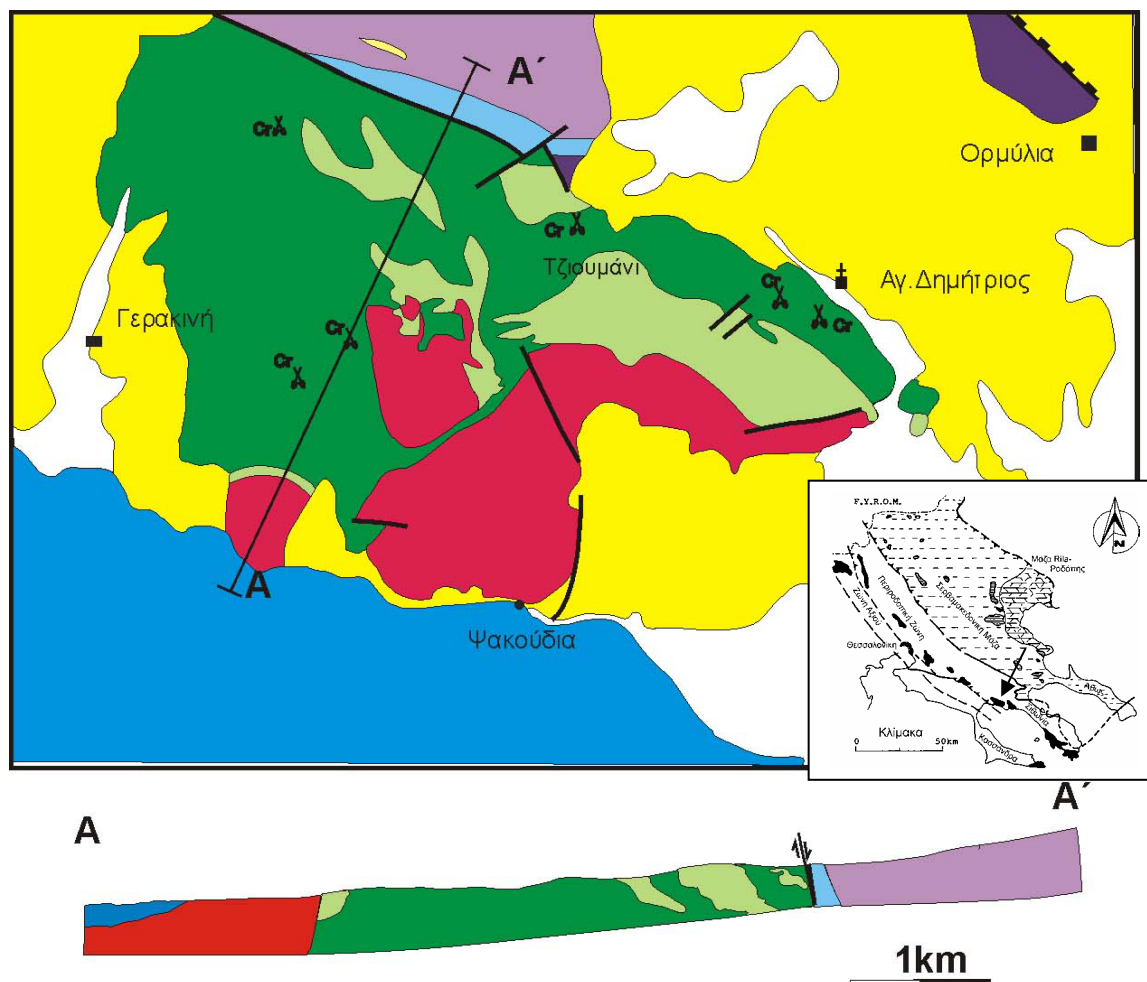
Το ανατολικό σύμπλεγμα ανήκει στο σχηματισμό Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής μάζας, θεωρείται προαλπικής ηλικίας (Kockel et al. 1977) και αποτελείται αποκλειστικά από μεταμορφωμένα σώματα υπερβασικών πετρωμάτων.

Το δυτικό οφειολιθικό σύμπλεγμα (σύμπλεγμα κεντρικής Χαλκιδικής), στο οποίο ανήκει και η περιοχή μελέτης, ανήκει στη Περιοδοπική ζώνη (ή κατ' άλλους στα ανατολικά της ζώνης Αξιού). Εκτείνεται με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση από τη Θεσσαλονίκη έως τη χερσόνησο της Σιθωνίας και χωρίζεται πετρογραφικά και τεκτονικά σε δύο ενότητες πετρωμάτων, μία ανώτερη και μία κατώτερη: Η ανώτερη εμφανίζεται στη χερσόνησο της Σιθωνίας και στο κάτω άκρο της Κασσάνδρας και περιλαμβάνει ηφαιστειακά-υποηφαιστειακά πετρώματα ανώτερου φλοιού. Η κατώτερη περιλαμβάνει πλουτωνικά πετρώματα και εκτίθεται με τη μορφή μιας σειράς ασυνεχών σωμάτων μεταξύ Θεσσαλονίκης και Μεταμόρφωσης όπως (από ΒΔ προς ΝΑ) του Τριαδίου, των Βασιλικών, του Βάβδου, της Γερακινής-Ορμύλιας και της Μεταμόρφωσης (Σχήμα 2.1) (Jung et al. 1980, Mussallam et al. 1981, Economou 1984, Terenidis 1984, Jung and Mussallam 1985, Christodoulou and Hirst 1985, Bebien et al. 1986, 1987, Christodoulou and Michailidis 1990, Michailidis and Sklavounos 1996).

Η κατώτερη πλουτωνική ενότητα με τη σειρά της χωρίζεται πάλι σε δύο υποενότητες, μία κατώτερη υπερβασική και μία ανώτερη βασική. Η ανώτερη αποτελείται κυρίως από γαββρονόριτες και λιγότερο από γάββρους. Ακριβώς κάτω από τα πετρώματα αυτά βρίσκεται μια ζώνη από γάββρους με ενστρώσεις βεμπεριτίτη και καμιά φορά και ανορθοσίτη. Τα πετρώματα αυτής της ζώνης εμφανίζουν τυπική στρωμάτωση, διαφέροντας από τα στρωματογραφικά υπερκείμενά τους, στα οποία η στρωμάτωση δεν είναι καλά διακριτή (ο όρος στρωμάτωση χρησιμοποιείται καθαρά περιγραφικά και όχι για να δηλώσει κάποιες διαδικασίες κρυστάλλωσης). Αυτή η ζώνη με τους βεμπεριτίτες θεωρείται ως μεταβατική μεταξύ της ανώτερης και της κατώτερης σειράς. Η κατώτερη σειρά αποτελείται κυρίως από δουνίτες, ενώ λίγος χαρτσβουργίτης εναλλάσσεται με δουνίτη στα κατώτερα "στρωματογραφικά" επίπεδα. Ο δουνίτης εμφανίζεται μαζώδης, σε διαφορετικό βαθμό σερπεντινωμένος, και φιλοξενεί το χρωμικό μετάλλευμα (Christodoulou and Michailidis 1990).

Στους οφειολίθους της κεντρικής Χαλκιδικής βρίσκονται σημαντικά κοιτάσματα μαγνησίτη, κάποια από τα οποία υφίστανται και σήμερα εκμετάλλευση (Γερακινή), ενώ τα δουνιτικά τους σώματα φιλοξενούν πάνω από 60 εμφανίσεις χρωμίτη, στις οποίες κατά καιρούς έγινε εκμετάλλευση χρωμίτη μεταλλουργικού τύπου.

Το οφειολιθικό σύμπλεγμα της Χαλκιδικής θεωρείται ότι διαχωρίζεται τεκτονικά από τα περιβάλλοντα πετρώματα και, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, εκπροσωπεί τμήμα ωκεάνιου φλοιού μιας περιθωριακής λεκάνης, που λειτούργησε κατά το κατώτερο μέρος του Άνω Ιουρασικού στο περιθώριο της Σερβομακεδονικής.



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

- Τεταρτογενή ιζήματα
- Νεογενή ιζήματα
- Μάρμαρα του Ανώτερου Τριαδικού της σειράς Ασπρης Βρύσης-Χορτιάτη

ΜΑΓΜΑΤΙΚΗ ΣΕΙΡΑ ΧΟΡΤΙΑΤΗ

- Αλβιτικοί γνεύσιοι και πρασινοσχιστόλιθοι
- Διορίτες και χαλαζακοί διορίτες

ΓΑΒΒΡΙΚΗ ΣΕΙΡΑ ΛΑΝΑΡΙΟΥ

- Γάββροι

ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΗ ΣΕΙΡΑ

- Πυροξενίτες
- Δουνίτες και περιδοίτες

- Γραμμή ρήγματος

- Αργούντα μεταλλεία χρωμίτη

Σχήμα 3.1: Γεωλογικός χάρτης και γεωλογική τομή της περιοχής μελέτης (Χάρτες ΙΓΜΕ, φύλλα Πολύγυρος και Αρναία , 1978)

Το σώμα Γερακινής-Ορμύλιας του οφειολιθικού συμπλέγματος της κεντρικής Χαλκιδικής, σύμφωνα με αυτά που αναφέρθηκαν προηγουμένως για την πετρολογία του συνολικού δυτικού συμπλέγματος, ανήκει στην κατώτερη, πλουτωνική ενότητα και αποτελείται από δύο τμήματα-υποενότητες: ένα κατώτερο υπερβασικό και ένα ανώτερο βασικό. Ο κατώτερος, υπερβασικός σχηματισμός αποτελείται κυρίως από δουνίτες (σε διαφορετικό βαθμό σερπεντινωμένους) μόνους τους ή σε εναλλαγές με χαρτσβουργίτες στα κατώτερα στρωματογραφικά επίπεδα. Πάνω στους δουνίτες επικάθονται πυροξενίτες, που εμφανίζουν στρωμάτωση. Ακολουθεί προς τα πάνω το ανώτερο, βασικό τμήμα, που αποτελείται από σωρευτικές εναλλαγές γαββρικών πετρωμάτων, που εμφανίζουν κάποια δύσκολα διακριτή στρωμάτωση (Χάρτες ΙΓΜΕ-φύλλα Πολύγυρος και Αρναία 1978, Michailidis and Sklavounos 1996).

Σύμφωνα με τις μελέτες της 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 (όλα αυτά ανατολικά από τις εκμεταλλεύσεις μαγνησίτη της Γερακινής), καθώς και πλαγιокλαστούχοι βεμπστερίτες (που εμφανίζονται κυρίως στην ακτή). Κατά την Gauthier, η παρουσία των πυροξενιτών στη Γερακινή είναι γενικά περιορισμένη σχετικά με άλλες περιπτώσεις στη Δυτική Χαλκιδική.

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.

Τους πλαγιокλαστούχους βεμπστερίτες και τους γάββρους διασχίζουν φλέβες πηγματιτικών γαββροειδών και δολεριτών, ενώ και όλες τις άλλες περιοχές μπορεί να διατέμνουν ολολευκοκρατικές πηγματιτικές φλέβες.

Στο Σχήμα 3.1 απεικονίζεται ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας, ο οποίος σχεδιάστηκε με βάση τους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ (1978, φύλλα Πολύγυρος και Αρναία) για την περιοχή. Στο χάρτη φαίνονται οι τρεις βασικοί πετρογραφικοί τύποι που αναφέρονται και παραπάνω στη βιβλιογραφία: δουνίτες – (δουνίτες + περιδοτίτες) και πυροξενίτες της κατώτερης, υπερβασικής σειράς, και γάββροι της ανώτερης, γαββρικής σειράς Λαναρίου. Κατά την υπαίθρια έρευνα έγινε δειγματοληψία από τους πετρολογικούς αυτούς σχηματισμούς, με σκοπό τη μελέτη τους στο μικροσκόπιο. Από τη μελέτη αυτή επιβεβαιώθηκε η παρουσία τεσσάρων πετρογραφικών τύπων και συγκεκριμένα:

- Γάββρων
- Πυροξενιτών
- Χαρτσβουργιτών
- Δουνιτών

3.2. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

3.2.1. Γάββροι

Δείγματα που χαρακτηρίστηκαν ως γάββροι συλλέχθηκαν από τις περιοχές Άγιος Δημήτριος, Ορμύλια, Γερακινή και Ψακούδια.

Μακροσκοπικά οι γάββροι που συλλέχθηκαν εμφανίζονται από αδρόκοκκοι έως μεσόκοκκοι, μελανοκρατικοί, που η σκουρότητά τους εξαρτάται από το ποσοστό των σαλικών που περιέχουν, και έχουν τυπικό γρανιτικό ιστό. Το χρώμα τους σε συνολική θεώρηση κυμαίνεται από σκούρο πράσινο έως σκούρο τεφρό, ανάλογα με το κύριο φεμικό τους συστατικό. Μερικές φορές παρατηρούνται σωρειτικές υφές με πρωτογενή διαχωρισμό σε στρώματα των φεμικών και σαλικών συστατικών.

Από τη μικροσκοπική παρατήρηση, διαπιστώθηκε ότι οι γάββροι που συλλέχθηκαν μπορούν να διακριθούν σε πυροξενικούς και αμφιβολιτικούς, ανάλογα με το αν το κύριο φεμικό συστατικό τους είναι πυρόξενος ή αμφίβολος αντίστοιχα. Σε μερικές περιπτώσεις επίσης παρατηρείται να συμμετέχει σε ποσοστό μέχρι και >50% στα φεμικά συστατικά φλογοπίτης. Το κύριο λευκοκρατικό συστατικό τους είναι το πλαγιόκλαστο. Ο ολιβίνης απουσιάζει. Ως επουσιώδη συστατικά συμμετέχουν αδιαφανή ορυκτά, αμφίβολοι, χλωρίτης και ανθρακικά. Συχνά εμφανίζονται φλεβίδια χλωρίτη στους πυροξενικούς γάββρους (π.χ. περιοχή Ψακούδια) και φλεβίδια ανθρακικών στους αμφιβολιτικούς (π.χ. περιοχή Γερακινής και Αγίου Δημητρίου) να διαπερνούν τα ορυκτά στο παρασκεύασμα.

Πυροξενικοί γάββροι έχουν βρεθεί στις περιοχές Ψακούδια, Γερακινή και Ορμύλια.

Οι πυρόξενοι των γάββρων αυτών χωρίζονται σε ορθοπυροξένους και κλινοπυροξένους.

Οι ορθοπυρόξενοι έχουν χρώμα λευκό έως ελαφρά καστανό. Εμφανίζονται κυρίως ως αλλοτριόμορφοι κόκκοι, με τα όριά τους μερικές φορές να γίνονται κυματιστά (π.χ. Ψακούδια), ενώ σπάνια εμφανίζονται με ιδιόμορφο σχήμα (π.χ. περιοχή Ορμύλιας). Συχνά παρουσιάζουν εγκλείσματα αποστρογγυλεμένων πλαγιόκλαστων ή κλινοπυροξένου. Χαρακτηριστικό τους, όπως και των ορθοπυροξένων όλων των πυροξενούχων πετρωμάτων που συναντήθηκαν στην περιοχή μελέτης, είναι η παρουσία ελασμάτων απόμειξης ή διάμειξης (exsolution) κλινοπυροξένων. Άλλο συχνά παρατηρούμενο φαινόμενο στους ορθοπυροξένους της περιοχής είναι η παραμόρφωση, πιθανότατα λόγω της δράσης πίεσης, που έχει ως αποτέλεσμα να κάμπτονται τα ελάσματα απόμειξης και πολλές φορές να εμφανίζεται και κυματοειδής κατάσβεση. Συχνές μετατροπές τους είναι σε αμφίβολο, χλωρίτη και ανθρακικά. Μερικές φορές παρατηρούνται στους πυροξενικούς γάββρους της περιοχής Ψακούδια φλεβίδια χλωρίτη να διαπερνούν το πέτρωμα.

Οι κλινοπυρόξενοι είναι επίσης αλλοτριόμορφοι, με χρώμα ανοιχτότερο των ορθοπυροξένων. Εμφανίζουν και αυτοί ελάσματα απόμειξης ορθοπυροξένου και υπόκεινται στις ίδιες αλλοιώσεις όπως και οι ορθοπυρόξενοι.

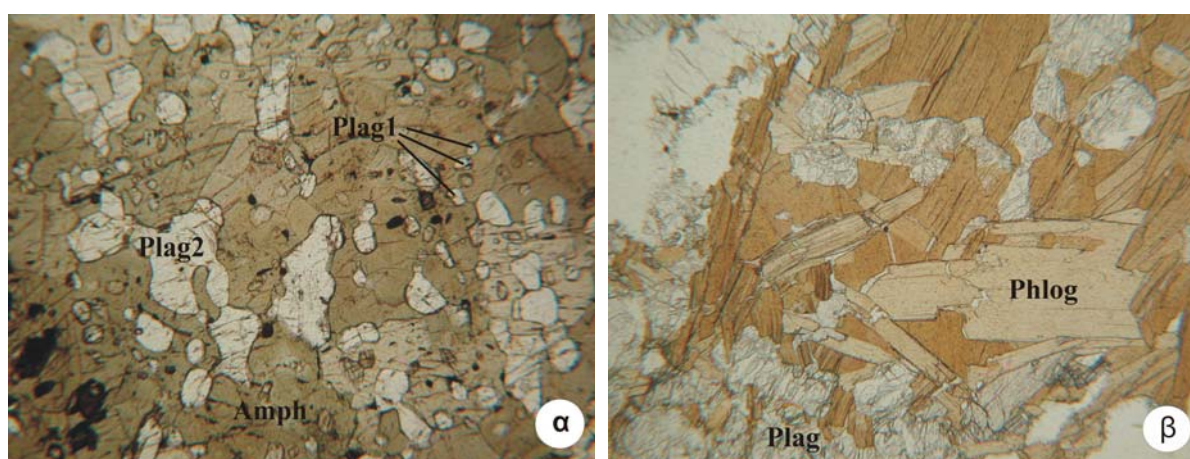
Τα αδιαφανή ορυκτά είναι συνήθως αποστρογγυλεμένα ή αλλοτριόμορφα και προκύπτουν πιθανότατα ως δευτερογενή προϊόντα από την αλλοίωση των φεμικών συστατικών. Με τη βοήθεια του ηλεκτρονικού μικροναλυτή βρέθηκε ότι αποτελούνται κυρίως από μαγνητίτη και σουλφίδια.

Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται σε δύο γενεές: μία μικρότερων, αποστρογγυλεμένων κόκκων και μία μεγαλύτερων. Κατά την Gauthier (1984) οι δύο αυτές γενεές έχουν την ίδια σύσταση, An 95. Η πρώτη γενεά σχηματίζει συνήθως εγκλείσματα είτε μέσα στους πυροξένους, είτε μέσα στα μεγαλύτερα πλαγιόκλαστα της δεύτερης γενεάς. Και τα δεύτερης γενεάς πλαγιόκλαστα είναι αλλοτριόμορφα, ενώ σε μερικές περιπτώσεις εμφανίζουν μαζί με τους πυροξένους κυματιστά όρια και τριπλά σημεία, πιθανότατα ως ένδειξη συγκρυστάλλωσης. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζουν όλες τις χαρακτηριστικές διδυμίες και πολυδυμίες: αλβιτική, περικλινική, αλβιτική + περικλινική και αλβιτική + Carlsbad.

Αμφιβολιτικοί γάββροι έχουν βρεθεί στις περιοχές Ορμύλια και Γερακινή, ενώ στην περιοχή Αγίου Δημητρίου οι γάββροι που συλλέχθηκαν είναι αποκλειστικά αμφιβολιτικοί. Ειδικά στην περιοχή της Γερακινής, έχουν παρατηρηθεί γάββροι με μεγάλη περιεκτικότητα σε φλογοπίτη, μέχρι και >50%, ο οποίος σχηματίζει αρκετά μεγάλα φύλλα. Στην Εικόνα 3.1α φαίνεται χαρακτηριστική τομή αμφιβολιτικού γάββρου της περιοχής του Αγίου Δημητρίου, ενώ στην εικόνα 3.1β χαρακτηριστική τομή γάββρου πλούσιου σε φλογοπίτη, από την περιοχή Γερακινής.

Οι αμφίβολοι που είναι κύρια ορυκτά των αμφιβολιτικών γάββρων εμφανίζουν πλεοχροϊσμό, με χρώμα να κυμαίνεται από ανοιχτό έως πιο έντονο πράσινο. Είναι πάντα αλλοτριόμορφοι με όρια συνήθως κυματιστά και σχηματίζουν τριπλά σημεία. Περιέχουν συνήθως εγκλείσματα πλαγιόκλαστων της πρώτης γενεάς.

Τα υπόλοιπα ορυκτά των αμφιβολιτικών γάββρων εμφανίζουν χαρακτηριστικά παρόμοια με τους πυροξενικούς, με τη διαφορά ότι στις περιοχές Γερακινή και Αγίου Δημητρίου τα ανθρακικά συχνά είναι πιο άφθονα, σχηματίζοντας φλεβίδια μέσα στο πέτρωμα.



Εικόνα 3.1: Μικροφωτογραφίες σε πολωτικό μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός γάββρων της περιοχής μελέτης, N(-) (η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3,7mm). Συμβολισμός: **Amph**: αμφίβολος, **Phlog**: φλογοπίτης, **Plag**: πλαγιόκλαστο.

α. Αμφιβολιτικός γάββρος της περιοχής Αγίου Δημητρίου με δύο γενεές πλαγιόκλαστων, εντός αμφιβόλων (Plag 1) και στους διακρυσταλλικούς χώρους (Plag 2).

β. Γάββρος με φλογοπίτη από την περιοχή Γερακινής.

3.2.2. Πυροξενίτες

Πυροξενίτες συλλέχθηκαν από τις περιοχές Ορμύλιας, Γερακινής και Αγίου Δημητρίου.

Οι πυροξενίτες που συλλέχθηκαν από την περιοχή των μεταλλείων λευκολίθου της Γερακινής είναι ορθοπυροξενίτες, καθώς στη σύστασή τους το κύριο ορυκτό είναι ο ορθοπυρόξενος. Μακροσκοπικά είναι αδρόκοκκοι με ολοκρυσταλλικό ιστό και μέγεθος κόκκων ορθοπυροξένου που μπορεί να ξεπερνάει το 1 cm. Το χρώμα τους είναι πράσινο ενδιάμεσης σκουρότητας. Κύριο ορυκτό, όπως αναφέρθηκε είναι ο ορθοπυρόξενος, ενώ σε μικρότερες αναλογίες μπορεί να συμμετέχουν

κλινοπυρόξενος, ολιβίνης, αδιαφανή ορυκτά, καθώς και αμφίβολος, $\pm$ τάλκης από την αλλοίωση των ορθοπυρόξενων.

Ο ορθοπυρόξενος έχει χρώμα λευκό. Σχηματίζει μεγάλους κρυστάλλους, αλλοτριόμορφους και σε επαφή μεταξύ τους. Μπορεί να περιέχει εγκλείσματα ολιβίνης, κλινοπυρόξενων και μεταλλικών ορυκτών, όπως χρωμίτη και σουλφιδίων. Με διασταυρωμένα Nicols παρατηρούνται εμφανώς ελάσματα απόμειξης κλινοπυρόξενου μέσα στον ορθοπυρόξeno. Λόγω πιθανότατα πίεσης τα ελάσματα απόμειξης παρατηρούνται κεκαμμένα, και ο πυρόξενος εμφανίζει κυματοειδή κατάσβεση. Αλλοιώνεται χαρακτηριστικά σε αμφίβολο, εμφανίζοντας συχνά οδοντωτά ή αμοιβαδοειδή περιγράμματα.

Ο ολιβίνης εμφανίζεται σε μικρές ποσότητες, με αποστρογγυλεμένους κόκκους, ως εγκλείσμα στους πυρόξενους.

Τα αδιαφανή ορυκτά καταλαμβάνουν το 1-2% του πετρώματος. Αυτά αποτελούνται κυρίως από χρωμιούχο σπινέλλιο, σουλφίδια και μαγνητίτη.

Οι κόκκοι του χρωμιούχου σπινελλίου έχουν μέγεθος από κλάσματα χιλιοστού έως 2 χιλιοστά περίπου. Εμφανίζονται από τέλεια ιδιόμορφοι (Εικόνες 3.2α και β) έως υπιδιόμορφοι. Είναι αναλλοίωτοι, δεν παρουσιάζουν ζώνωση, ενώ περιέχουν εγκλείσματα πυριτικών ορυκτών και σουλφιδίων. Συναντώνται μόνοι τους ή σε ομάδες 2 ή περισσότερων κρυστάλλων.

Τα σουλφίδια είναι κυρίως σύστασης Fe ή Fe-Ni. Έχουν πολύ μικρό μέγεθος ($<10\mu\text{m}$) και περιέχονται ως εγκλείσματα στον πυρόξeno και τον χρωμίτη. Συχνά συναντώνται δύο φάσεις σουλφιδίων, πεντλανδίτης και μαγνητοπυρίτης μέσα στον ίδιο κόκκο.

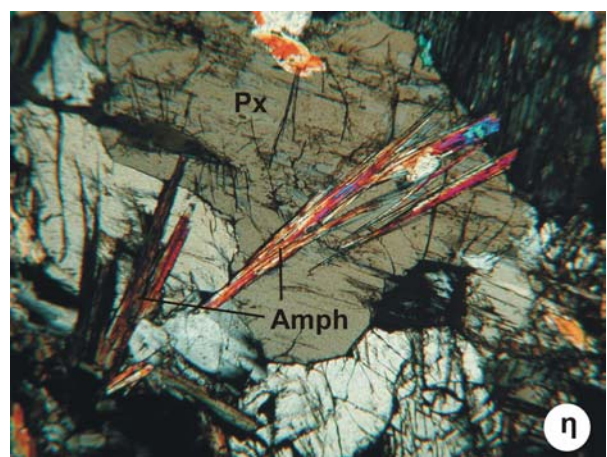
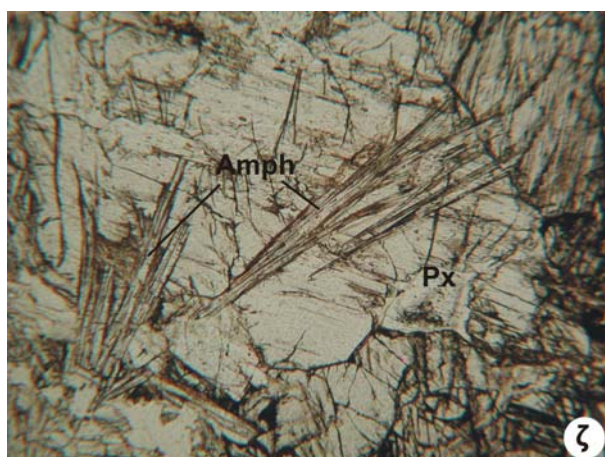
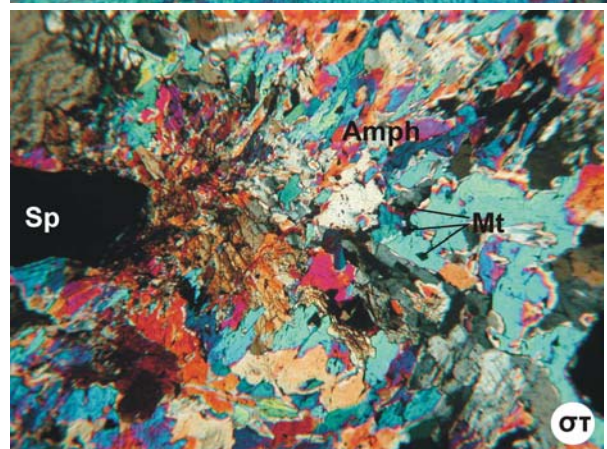
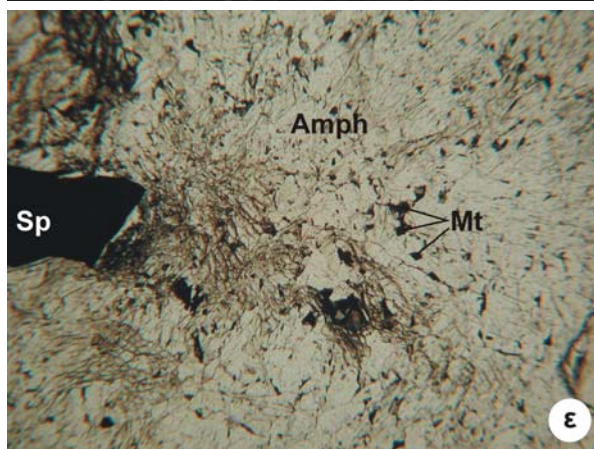
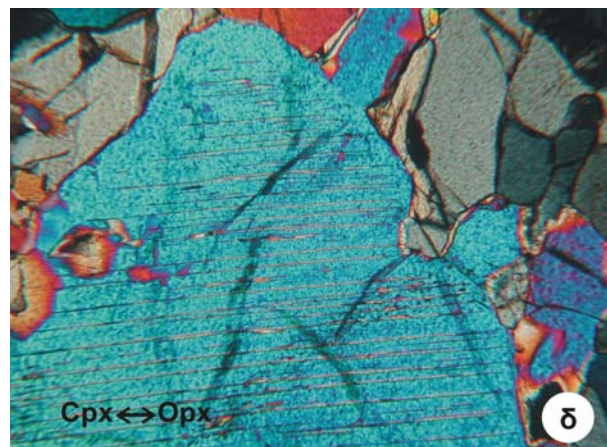
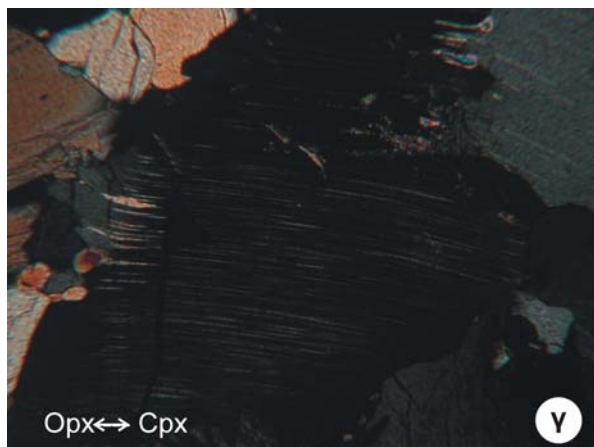
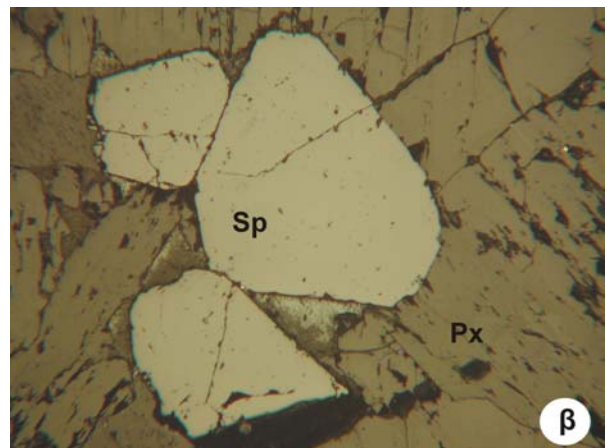
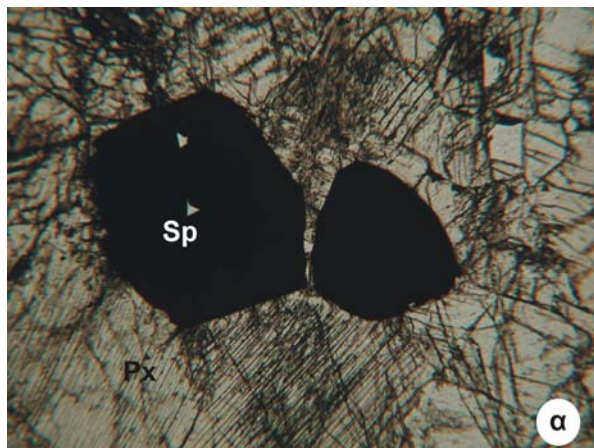
Ο μαγνητίτης σχηματίζει πολύ μικρούς αλλοτριόμορφους κόκκους και προέρχεται κυρίως από την αλλοίωση των πυρόξενων.

Οι αμφίβολοι έχουν χρώμα λευκό έως ελαφρά πράσινο. Ο πλεοχροϊσμός τους δύσκολα διακρίνεται. Προέρχονται από την αλλοίωση των πυρόξενων. Σχηματίζουν συνήθως ακανόνιστους κόκκους που αναπτύσσονται στην περιφέρεια των πυρόξενων ή στα σπασίματά τους, αλλά εμφανίζονται και ιδιόμορφες ινώδεις ή βελονοειδείς μορφές (Εικόνες 3.2ε-ζ).

Οι πυροξενίτες της Ορμύλιας και του Αγίου Δημητρίου περιέχουν ορθοπυρόξeno και κλινοπυρόξeno σε ίσες περίπου αναλογίες. Εκτός από τα κύρια ορυκτά (ορθοπυρόξeno και κλινοπυρόξeno), μπορεί να συμμετέχουν στη σύστασή τους ολιβίνης (Άγιος Δημήτριος) ή πλαγιόκλαστα (Ορμύλια). Επίσης μπορεί να συμμετέχει, όπως και στους ορθοπυροξενίτες, αμφίβολος και λιγότερο τάλκης από την αλλοίωση των πυροξενων, καθώς και αδιαφανή ορυκτά. Σε αντίθεση με τους ορθοπυροξενίτες, στους πυροξενίτες αυτών των περιοχών τα αδιαφανή είναι λιγότερα και μικρότερου μεγέθους. Σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις της Gauthier (1984, βλ. Κεφάλαιο 3.1) πιθανόν οι πυροξενίτες του Αγίου Δημητρίου να ανταποκρίνονται στους ολιβινικούς βεμπστερίτες της Gauthier, ενώ οι δεύτεροι στους πλαγιοκλαστούχους βεμπστερίτες.

Μακροσκοπικά οι πυροξενίτες των περιοχών αυτών έχουν χρώμα σκούρο πράσινο και ιστό ολοκρυσταλλικό, από μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο.

Οι πυρόξenoι μπορεί να έρχονται ο ένας σε επαφή με τον άλλον, όταν αλλοιώνονται όμως περιβάλλονται συνήθως από πλήθος μικρότερων δευτερογενών ορυκτών. Ειδικά στην περίπτωση του Αγίου Δημητρίου εμφανίζονται δύο μεγέθη κόκκων πυροξενων, λιγότεροι μεγάλοι και περισσότεροι μικροί.



Εικόνα 3.2: Μικροφωτογραφίες σε πολωτικό μικροσκόπιο πυροξενιτών της περιοχής μελέτης (μεγάλη διάσταση των φωτογραφιών: α, ε-η: 3,7mm, β-δ: 1,48mm). Συμβολισμός: **Px:** πυρόξενος, **Orpx:** ορθοπυρόξενος, **Cpx:** κλινοπυρόξενος, **Amph:** αμφίβολος, **Sp:** χρωμιούχος σπινέλλιος, **Mt:** μαγνητίτης.

α, β: Εικόνες ιδιόμορφων χρωμιούχων σπινελλίων στον πυροξενίτη της περιοχής Γερακινής. N(-), α: διερχόμενο φως, β: ανακλώμενο φως.

γ: Ελάσματα κλινοπυροξένου από απόμειξη σε ορθοπυρόξeno με φαινόμενα παραμόρφωσης. Διερχόμενο φως, N(+).

δ: Απόμειξη ορθοπυροξένου μέσα σε κλινοπυρόξeno. Περιοχή Ορμούλιας. Διερχόμενο φως, N(+)

ε,στ: Ανάπτυξη αμφιβόλων σε βάρος πυροξένων στον πυροξενίτη. Περιοχή Γερακινής. Διερχόμενο φως, ε: (N-), στ: N(+)

ζ,η: Ανάπτυξη ινωδών κρυστάλλων αμφιβόλων σε βάρος πυροξένων στον πυροξενίτη. Περιοχή Γερακινής. Διερχόμενο φως, ζ: (N-), η: (N+).

Οι ορθοπυρόξενοι εμφανίζονται ελαφρά πλεοχρικοί, με χρώμα να κυμαίνεται από λευκό, έως ελαφρά καστανωπό. Εμφανίζουν ελάσματα απόμειξης κλινοπυροξένου, ενδείξεις πίεσης και αλλοίωση σε αμφίβολο και άλλα ορυκτά, όπως και στους ορθοπυροξενίτες (Εικόνα 3.2γ).

Οι κλινοπυρόξενοι εμφανίζουν χρώμα λευκό και αλλοτριόμορφους κρυστάλλους. Παρουσιάζουν σε αντιστοιχία με τους ορθοπυροξένους απομειξεις ορθοπυροξένων σε ελάσματα (Εικόνα 3.2δ). Συνήθως αλλοιώνονται σε αμφίβολο, αλλά μπορεί να προκύπτει και τάλκης. Η αλλοίωση γίνεται είτε από την περιφέρεια, οπότε σχηματίζονται χαρακτηριστικές οδοντωτές μορφές, είτε από το κέντρο με τη βοήθεια του σχισμού, όπως και στην περίπτωση των ορθοπυροξένων.

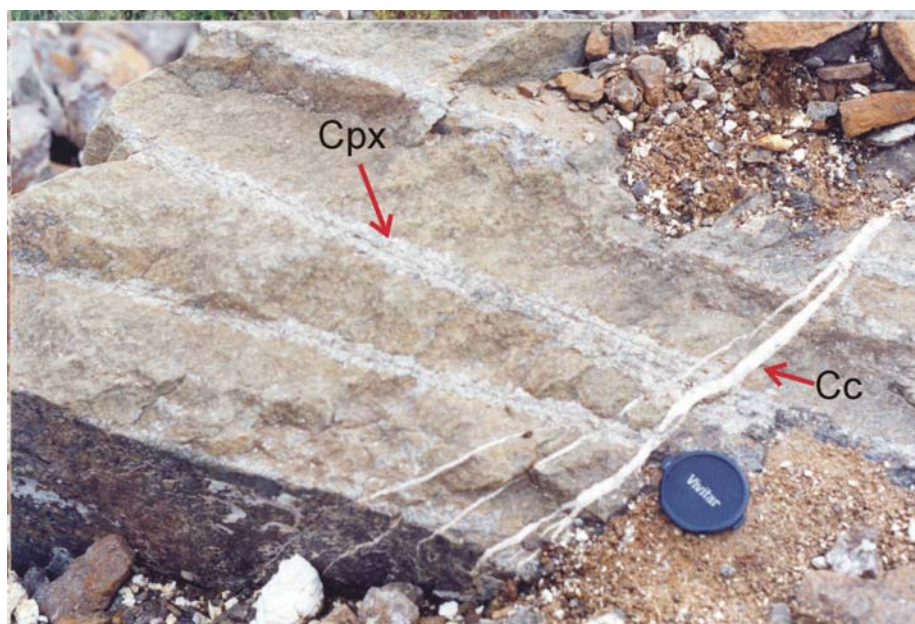
Τα πλαγιόκλαστα, όταν υπάρχουν, αναπτύσσονται σε συσσωματώματα λίγων κόκκων ή μεμονωμένα μεταξύ των πυροξένων. Οι κόκκοι είναι μικροί και διακρίνονται από το λευκό τους χρώμα και το χαμηλό τους ανάγλυφο και με πολωτή και αναλυτή από τις χαρακτηριστικές τους αλβιτικές πολυδυμίες.

Ο ολιβίνης έχει τα ίδια χαρακτηριστικά μ' αυτόν στους ορθοπυροξενίτες.

Τα αδιαφανή ορυκτά αποτελούνται από χρωμιούχο σπινέλλιο, μαγνητίτη και σουλφίδια.

3.2.3. Χαρτσβουργίτες

Χαρτσβουργίτες συλλέχθηκαν από μέτωπα διάνοιξης των μεταλλείων μαγνησίτη της Γερακινής. Παρουσιάζονται σε περιορισμένη εξάπλωση. Είναι μεσόκοκκοι και έχουν χρώμα πράσινο, που καφετίζει εξωτερικά ως αποτέλεσμα έκθεσης στην αποσάθρωση, ενώ μερικές φορές εμφανίζονται να διαπερνώνται από φλέβες ή λεπτά στρώματα κλινοπυροξένου, ή να διατέμνονται από φλεβίδια ανθρακικών (Εικόνα 3.3). Τα κύρια πρωτογενή ορυκτά τους είναι ο ολιβίνης και οι πυρόξενοι, ενώ επουσιώδες είναι ο χρωμιούχος σπινέλλιος. Ως δευτερογενή συμμετέχουν σερπεντίνης και σε μικρότερες ποσότητες τάλκης, ανθρακικά, καθώς και μεταλλικά ορυκτά.

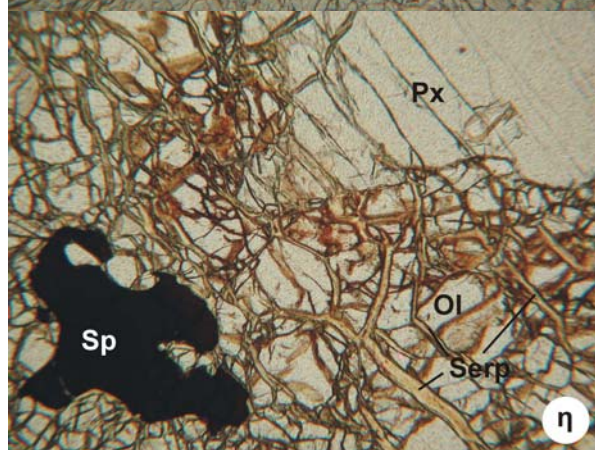
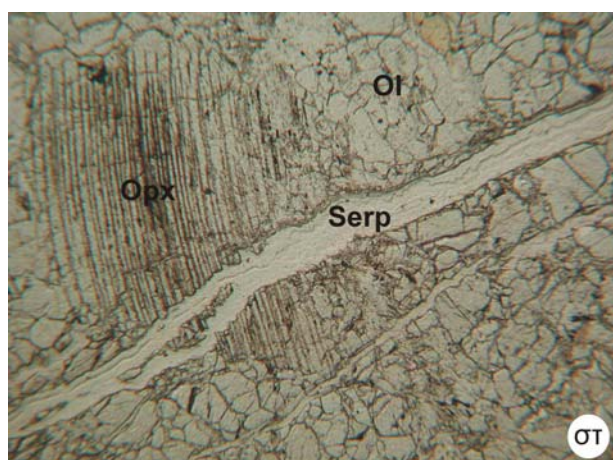
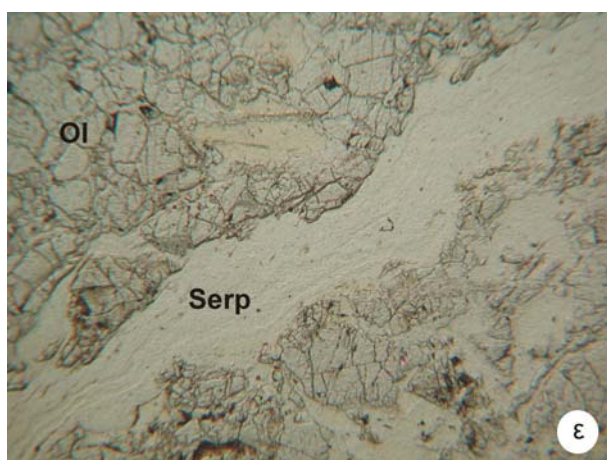
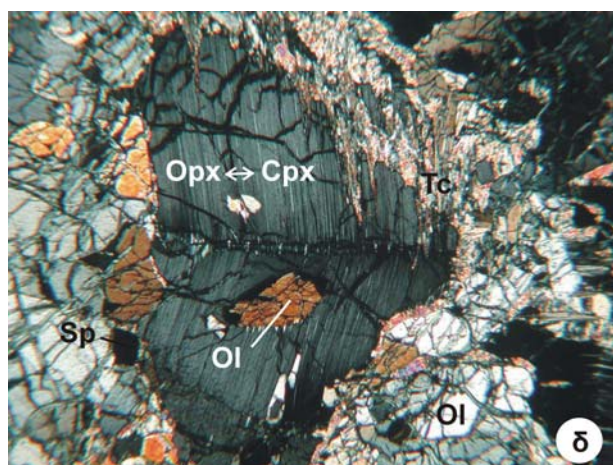
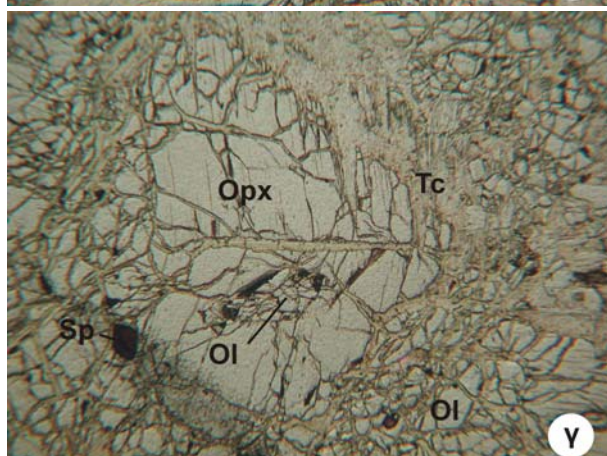
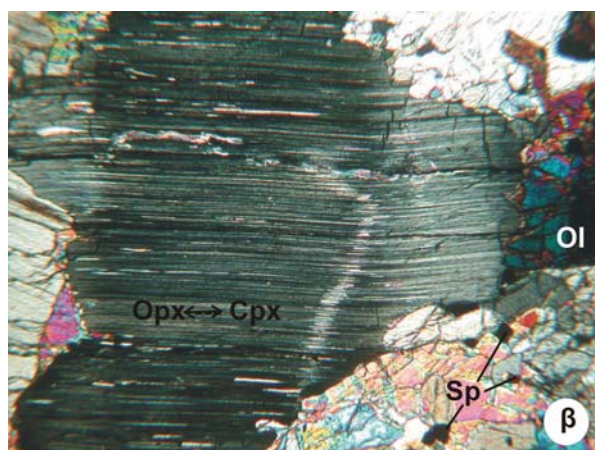
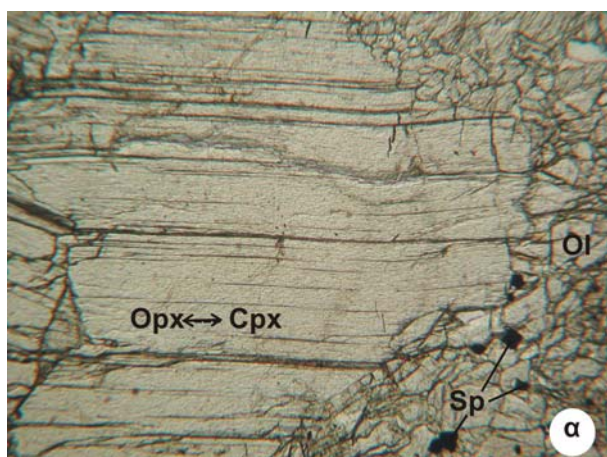


Εικόνα 3.3: Χαρτσβουργίτης της περιοχής των μεταλλείων Γερακινής, που διαπερνάται από λεπτά φλεβίδια κλινοπυροξένου (Cpx), καθώς και από λευκά φλεβίδια ανθρακικών (Cc).

Ο ολιβίνη καταλαμβάνει ποσοστό $> 50\%$ του παρασκευάσματος. Έχει χρώμα λευκό και σχηματίζει κόκκους ποικίλου μεγέθους, έως και μερικών χιλιοστών. Οι κόκκοι του ολιβίνη εμφανίζονται σπασμένοι και στα σπασίματά τους αναπτύσσεται σερπεντίνη από αλλοίωσή του, με αποτέλεσμα να σχηματίζονται νησίδες των κομματιών του ολιβίνη μέσα στο σερπεντίνη, ενώ όλα τα κομμάτια θεωρούμενα μαζί δίνουν την εντύπωση ενός μεγαλύτερου, αρχικού κόκκου ολιβίνη.

Οι πυρόξενοι αποτελούνται κυρίως από ορθοπυροξένους. Είναι άχρωμοι και αλλοτριόμορφοι και σχηματίζουν κόκκους μεγαλύτερους από την πλειοψηφία των ολιβινών. Μπορεί να περιέχουν εγκλείσματα ολιβίνη (Εικόνες 3.4γ,δ), σουλφιδίων ή κλινοπυροξένου. Εμφανίζουν ελάσματα απόμειξης κλινοπυροξένων, όπως στους γάββρους και τους πυροξενίτες (Εικόνες 3.4β,δ). Επίσης, εμφανίζονται και εδώ δομές κάμψης λόγω πίεσης, όπως κεκκαμένα ελάσματα απόμειξης και κυματοειδής κατάσβεση (Εικόνες 3.4α-δ). Κατά κανόνα αλλοιώνονται σε τάλκη, που αναπτύσσεται στα σπασίματα ή στην περιφέρεια. Η μετατροπή σε τάλκη ακολουθεί κατά προτίμηση τα σχισμογενή επίπεδα, με αποτέλεσμα να σχηματίζονται συχνά οδοντωτά περιγράμματα στους πυροξένους που αλλοιώνονται (Εικόνες 3.4γ,δ).

Συναντήθηκαν δύο μορφές σερπεντίνη στο χαρτσβουργίτη της περιοχής. Η μία εμφανίζεται καστανωπή, λόγω πιθανόν εμποτισμού της με υδροξείδια του σιδήρου, εντοπίζεται κυρίως στα διάκενα των νησίδων ή στα σπασίματα του ολιβίνη και του πυροξένου και προέρχεται από μετατροπή των ορυκτών αυτών. Ο σερπεντίνης της δεύτερης μορφής είναι λευκός, σχηματίζει συνήθως φλεβίδια που διαπερνούν το πέτρωμα (Εικόνες 3.4ε,στ), και είναι πιθανότατα αντιγοριτικός. Οι Michailidis and Sklavounos (1996), που μελέτησαν παλιότερα την ίδια περιοχή, αναφέρουν την ύπαρξη αντιγορίτη σε ζώνες ισχυρής πίεσης.



Εικόνα 3.4: Μικροφωτογραφίες σε πολωτικό μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός χαρτσβουργιτών της περιοχής μελέτης (μεγάλη διάσταση φωτογραφίας: α-δ: 3,7mm, ε-ζ: 1,48mm, η: 2,8mm). Συμβολισμός: **Px:** πυρόξενος, **Orpx:** ορθοπυρόξενος, **Cpx:** κλινοπυρόξενος, **Ol:** ολιβίνης, **Tc:** τάλκης, **Serp:** σερπεντίνη, **Sp:** χρωμιούχος σπινέλλιος.

α-δ: Ορθοπυρόξενος σε χαρτσβουργίτη. Με N(+) αναγνωρίζεται η παρουσία ελασμάτων κλινοπυρόξενου και φαινομένων παραμόρφωσης. α,γ: N(-), β,δ: N(+).

ε,στ: Φλεβίδια σερπεντίνη που διατέμνουν το χαρτσβουργίτη. N(-).

ζ: Ιδιόμορφοι κόκκοι χρωμιούχων σπινελλίων μέσα στο χαρτσβουργίτη. N(-).

η: Χαρτσβουργίτης ελαφρά σερπεντινωμένος με αμοιβαδοειδή μορφή χρωμιούχου σπινελλίου. N(-).

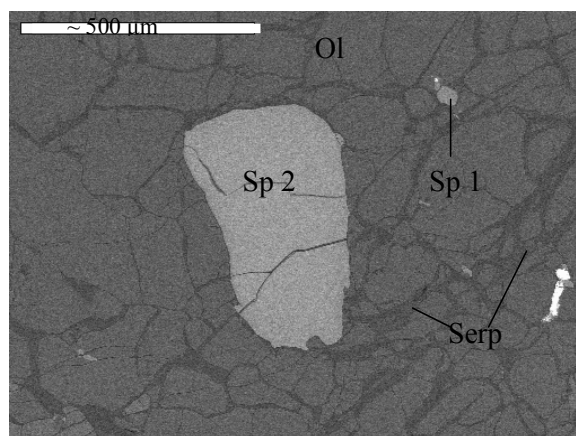
Τα ανθρακικά ορυκτά ξεχωρίζουν από το μεταβλητό τους ανάγλυφο και τα πολύ ψηλά χρώματα πόλωσης. Βρίσκονται σε επουσιώδεις ποσότητες και συχνά ακολουθούν τις φλέβες του σερπεντίνη.

Τα μεταλλικά ορυκτά καταλαμβάνουν συνήθως ποσοστό <1% του πετρώματος. Περιλαμβάνουν χρωμιούχους σπινελλίους, σουλφίδια και μαγνητίτη. Ο μαγνητίτης, που αποτελεί προϊόν της σερπεντινίωσης, αναπτύσσεται είτε με τη μορφή συσσωματωμάτων πολύ μικρών κόκκων είτε παρατηρείται να περιβάλλει τοπικά τους Cr-σπινελλίους, τους οποίους χρησιμοποίησε ως πυρήνες για την "επιταξική" ανάπτυξή του. Οι σπινέλλιοι χωρίζονται σε δύο ομάδες, που πιθανότατα αποτελούν και διαφορετικές γενεές σχηματισμού, μία μικρότερων και μία μεγαλύτερων κόκκων (Εικόνα 3.5).

Οι μεγάλοι σπινέλλιοι αποτελούν την πλειονότητα των μεταλλικών ορυκτών. Το μέγεθός τους σπάνια ξεπερνά το 1 mm. Μερικές φορές το σχήμα τους πλησιάζει το ιδιόμορφο (Εικόνα 3.4ζ), αλλά συνήθως εμφανίζονται τελείως αλλοτριόμορφοι έως αμοιβαδοειδείς (Εικόνα 3.4η), καθώς έχουν την τάση να εγκολπώνουν πυριτικά ορυκτά. Συνήθως περιέχουν εγκλείσματα πυριτικών ορυκτών, τα οποία είναι συγκριτικά με το μέγεθός τους αρκετά μεγάλα. Εμφανίζουν κατακλαστική υφή και μερικές φορές τα σπασίματα διευρύνονται και γεμίζουν με πυριτικά. Σπάνια παρατηρείται ελαφρά αλλοίωση στην περιφέρεια σε σιδηροχρωμίτη υπό μορφή μικρών κηλίδων.

Οι μικροί σπινέλλιοι έχουν πάντοτε ακανόνιστο σχήμα. Τα περιθώριά τους παρουσιάζονται με μεγαλύτερη φωτεινότητα, λόγω μετατροπής τους σε σιδηροχρωμίτη. Αρκετές φορές παρατηρούνται κόκκοι σιδηροχρωμίτη με νησοειδή υπολείμματα του αρχικού χρωμιούχου σπινελλίου.

Τα σουλφίδια εμφανίζονται ως μικροί αλλοτριόμορφοι κόκκοι με έντονη ανακλαστικότητα ως εγκλείσματα στα πυριτικά ή σε επαφή με πυρόξενικούς ή ολιβινικούς κόκκους. Αρκετά συχνά συναντώνται δύο φάσεις σε έναν κόκκο. Με τη



Εικόνα 3.4: Μικροφωτογραφία χαρτσβουργίτη της περιοχής Γερακινής σε σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM), όπου φαίνονται οι δύο γενεές σπινελλίων μικρότερων και μεγαλύτερων κόκκων, Sp1 και Sp2 αντίστοιχα. (Ol: ολιβίνης, Serp: σερπεντίνη)

βοήθεια του μικροαναλυτή επιβεβαιώθηκε η παρουσία των ορυκτών μαγνητοπυρίτη και πεντανδίτη.

3.2.4. Δουνίτες

Ο δουνίτης αποτελεί το πέτρωμα ξενιστή της μεταλλοφορίας χρωμίτη. Έγινε συλλογή δειγμάτων τόσο μακριά από τις μεταλλοφόρες θέσεις, όσο και κοντά σ' αυτές, όπου παρατηρήθηκε ότι δημιουργούνται πολύ μικρές συγκεντρώσεις χρωμίτη. Όταν η ποσότητα χρωμίτη αυξάνεται, δίνει μετάλλευμα διάσπαρτο, ταινιωτό ή και συμπαγές. Το χρώμα του δουνίτη κυμαίνεται από καθαρό πράσινο έως καστανό, ανάλογα με την περιεκτικότητα σε οξειδία του σιδήρου, ως αποτέλεσμα της αποσάθρωσης.

Τα πρωτογενή ορυκτά του δουνίτη είναι ο ολιβίνη ως κύριο και ο χρωμίτης (ή χρωμιούχος σπινέλλιος) ως επουσιώδες. Ως δευτερογενή παρατηρούνται σερπεντίνης, ανθρακικά ορυκτά και μαγνητίτης.

Οι κόκκοι του ολιβίνη είναι συνήθως λευκοί ή σπάνια έχουν ελαφριά έως έντονη καστανωπή χροιά λόγω της παρουσίας οξειδίων του σιδήρου. Εμφανίζονται έντονα κατακλασμένοι και καταπονημένοι, και μέσα στα σπασίματά τους αναπτύσσονται σερπεντίνης και ανθρακικά, με αποτέλεσμα να σχηματίζονται νησοειδείς μορφές ολιβίνη, που πλέον μέσα στα δευτερογενή ορυκτά (Εικόνες 3.6α-δ).

Ο σερπεντίνης (Εικόνες 3.6α-δ) που εμφανίζεται στα σπασίματα και τα διάκενα των νησίδων του ολιβίνη έχει χρώμα καστανωπό, λόγω πιθανότατα της παρουσίας οξειδίων του σιδήρου. Εμφανίζονται όμως και φλέβες που αποτελούν πιθανότατα περιοχές έντονης καταπόνησης, όπου ο σερπεντίνης έχει μετατραπεί σε αντιγορίτη, χάνοντας τελείως το χρώμα του. Συχνά σχηματίζει πλεγματοειδείς ιστούς λόγω ψευδομόρφωσης του ολιβίνη.

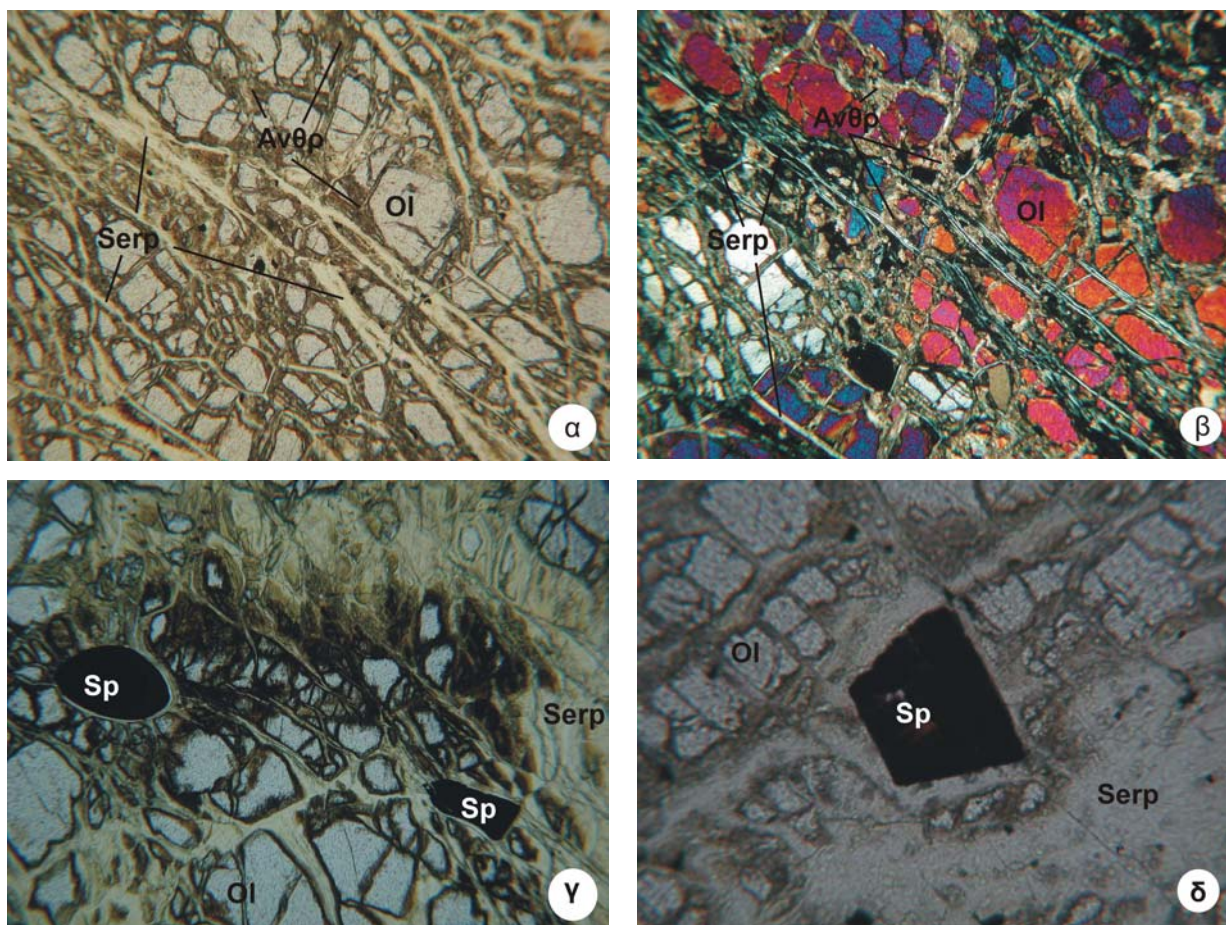
Τα ανθρακικά βρίσκονται ανάμεσα στα σπασίματα του ολιβίνη (Εικόνες 3.6α,β). Ξεχωρίζουν από το ελαφρύ καστανότεφρο χρώμα τους και το μεταβλητό ανάγλυφο. Μπορεί να σχηματίζουν φλέβες, να περιβάλλουν κόκκους ολιβίνη, ή να καταλαμβάνουν τα κέντρα σερπεντινικών φλεβών.

Τα μεταλλικά ορυκτά που περιέχονται ως επουσιώδη στους δουνίτες είναι κυρίως δύο: χρωμιούχος σπινέλλιος και μαγνητίτης.

Ο χρωμιούχος σπινέλλιος σχηματίζει κυρίως ιδιόμορφους (Εικόνα 3.6γ), αλλά και στρογγυλεμένους (Εικόνα 3.6δ) κόκκους, οι οποίοι μπορεί να μετατρέπονται περιφερειακά σε περιορισμένη έκταση σε σιδηροχρωμίτη.

Ο μαγνητίτης μπορεί να αποτελεί περιφερειακό τοπικό δακτύλιο του χρωμιούχου σπινελλίου (λιγότερο συχνά) ή να σχηματίζει αλλοτριόμορφους κόκκους που πλέον μέσα στο σερπεντίνη. Η προέλευσή του είναι δευτερογενής.

Σε πολλές περιπτώσεις, όπως θα αναφερθεί και στο Κοιτασματολογικό Μέρος (Κεφ.4), στους διάφορους μορφολογικούς τύπους μεταλλεύματος χρωμίτη παρατηρείται η παρουσία καλά αναπτυγμένων φύλλων χλωρίτη, αυτοτελών ή σε ανάμειξη με σερπεντίνη. Το ορυκτό αναγνωρίζεται από το λευκό ή υποπράσινο χρώμα και κυρίως από τα χαρακτηριστικά ανώμαλα χρώματα πόλωσης (καστανά ή κυανά) που παρουσιάζει.



Εικόνα 3.6: Μικροφωτογραφίες σε πολωτικό μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός δουνιτών της περιοχής μελέτης. (Μεγάλη διάσταση φωτογραφίας: α,β: 3,7mm, γ: 2,8mm, δ: 1,48mm). Συμβολισμός: **Serp**: σερπεντίνη, **Ol**: ολιβίνη, **Ανθρ**: ανθρακικά ορυκτά, **Sp**: χρωμιούχος σπινέλλιος.
α,β: Σερπεντίνης και ανθρακικά ορυκτά στα διάκενα του ολιβίνη. α: N(-), β: N(+).
γ,δ: Αποστρογγυλεμένοι (γ) και ιδιόμορφος (δ) κόκκοι χρωμίτη σε σερπεντινωμένο δουνίτη. N(-).

3.3. Ορυκτοχημεία

3.3.1. Χρωμιούχοι σπινέλλιοι

Η ορυκτοχημική μελέτη των χρωμιούχων σπινελλίων των πετρωμάτων θα γίνει μαζί με αυτή του μεταλλεύματος στο κοιτασματολογικό μέρος, όπου θα αναλυθεί και η κρυσταλλοχημεία των σπινελλίων, με σκοπό να συσχετιστούν οι παρατηρήσεις και στις δύο κατηγορίες, προκειμένου να εξαχθούν συμπεράσματα για την περιοχή μελέτης.

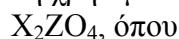
3.3.2. Ολιβίνης

Οι ολιβίνες, σύμφωνα με τους Deer et al. (1992), αποτελούν μία ομάδα ορυκτών, που ανήκουν στα νησοπυριτικά ορυκτά και κρυσταλλώνονται στο ρομβικό σύστημα.

Η σύσταση των ολιβινών κυμαίνεται από Mg_2SiO_4 (φορστερίτης (Fo)) έως Fe_2SiO_4 (φαυαλίτης (Fa)) και μεταξύ των δύο ακραίων μελών υπάρχει ισόμορφη παράμειξη.

Σε πολλούς φυσικούς κρυστάλλους, και ιδιαίτερα στους πιο Fe-όχρους ολιβίνες, υπάρχει σε μικρό βαθμό υποκατάσταση των (Mg,Fe) από Mn και Ca. Νικέλιο και χρώμιο συνήθως παρατηρούνται στους Mg-όχρους ολιβίνες, αν και το χρώμιο προτιμά να απομινύεται σε λεπτομερή πλακίδια χρωμίτη. Επίσης συχνά παρατηρείται και ελάχιστος Fe^{3+} , ο οποίος μπορεί επίσης να σχετίζεται με φαινόμενα απόμειξης (μαγνητίτη), ή, πιο συχνά, με φαινόμενα οξειδωσης, λόγω της αλλοίωσης του ολιβίνη. Το Ca γενικά εμφανίζεται στην πλειοψηφία των ολιβινών, αλλά σε μικρές ποσότητες, με περιεκτικότητες CaO να κυμαίνονται από 0,0 έως 1,0 %. Επίσης σε μερικούς ολιβίνες εμφανίζεται και φωσφόρος σε ίχνη (έως 400 ppm), και σ' αυτές τις περιπτώσεις το πλεόνασμα φορτίου αντισταθμίζεται από κενές οκταεδρικές θέσεις (Deer et al. 1992).

Ως γενικός τύπος για τον ολιβίνη χρησιμοποιήθηκε ο εξής:



Z=Si (τετραεδρικές θέσεις) και

X=Mg, Fe και σε μικρά ποσοστά Ni, Mn, Ca, Fe^{3+} , Al, Ti (οκταεδρικές θέσεις M1 και M2)

Στον Πίνακα 3.1 δίνονται αντιπροσωπευτικές αναλύσεις ολιβίνη από χαρτσβουργίτη, στείρο δουνίτη και μετάλλευμα. Κατά την επεξεργασία των αναλύσεων έγινε η κατανομή των κατιόντων στον κρύσταλλο του ορυκτού με βάση 4 (O). Επίσης έγινε και ο υπολογισμός της περιεκτικότητας των ολιβινών σε Fo. Το ποσό του Fo υπολογίστηκε ως μοριακή % αναλογία, σύμφωνα με τον τύπο:

$$Fo = Mg \times 100 / [Mg + Fe^{2+} (\text{ολικός σίδηρος ως δισθενής}) + Mn + Ni]$$

Από την επεξεργασία των αναλύσεων προκύπτει ότι το άθροισμα των Z κατιόντων (=ιοντική αναλογία του πυριτίου) κυμαίνεται από 0,992 έως 1,010 (με μέγιστη απόκλιση +/- 0,010) και των X από 1,976 έως 2,008 (μέγιστη απόκλιση +/- 0,024), και οι τιμές τους πλησιάζουν τις θεωρητικές Z=1,000 και X=2,000.

Οι τιμές SiO_2 κυμαίνονται από 40,13-42,07%, με αυξημένες περιεκτικότητες στον ολιβίνη του μεταλλεύματος και τον περιδοτίτη, σε σχέση με τον ελεύθερο από μετάλλευμα δουνίτη.

Τα ποσοστά % Fo είναι αρκετά υψηλά και κυμαίνονται γενικά μεταξύ 90-95. Όπως χαρακτηριστικά φαίνεται από τον Πίνακα 3.1, τα ποσοστά αυτά αυξάνονται από το πέτρωμα (δουνίτη + χαρτσβουργίτη) προς το πιο πλούσιο σε χρωμίτη μετάλλευμα, ως αποτέλεσμα μιας αντίστοιχης αύξησης του MgO και μείωσης του FeO προς την ίδια κατεύθυνση. Έτσι, το MgO κυμαίνεται μεταξύ 50,05-50,52% στους ολιβίνες των χαρτσβουργιτών, 49,00-49,54% σ' αυτούς των δουνιτών, 50,81-52,20% σ' αυτούς του διάσπαρτου και μεταβατικού τύπου μεταλλεύματος και 52,01-52,82% σ' αυτούς του ταινιωτού μεταλλεύματος. Αντίθετα, το FeO στους ολιβίνες

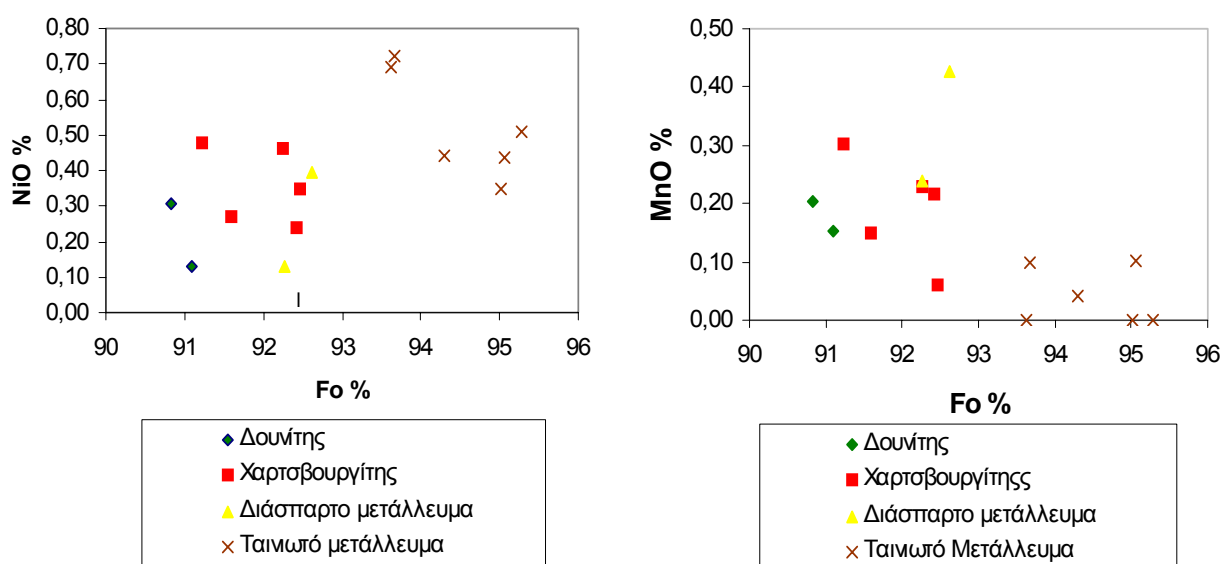
Πίνακας 3.1: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ολιβινών από τα υπερβασικά πετρώματα και τη μεταλλοφορία χρωμίτη της περιοχής Γερακινής – Ορμύλιας.

	Χαρτσβουργίτης			Δουνίτης		Μετάλλευμα					
						Διάσπαρτο		Μεταβατικό Διάσπαρτο ταινιωτό		Ταινιωτό	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	41,00	41,47	41,62	40,91	40,95	42,07	41,12	41,33	41,64	41,77	41,88
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,11	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,30	8,05	7,33	8,49	8,62	7,35	6,86	6,34	6,11	4,66	4,78
MnO	0,30	0,15	0,23	0,15	0,20	0,24	0,43	0,00	0,10	0,00	0,10
MgO	50,21	50,16	50,52	49,54	49,09	50,81	51,28	52,20	51,52	52,74	52,65
CaO	0,00	0,05	0,08	0,11	0,15	0,00	0,13	0,00	0,10	0,12	0,00
Na ₂ O	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,04	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,07	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,11	0,10	0,19	0,13	0,16	0,19	0,07	0,20	0,12	0,06
NiO	0,48	0,27	0,46	0,13	0,31	0,13	0,40	0,69	0,72	0,51	0,43
Σύνολο	100,31	100,42	100,41	99,63	99,73	100,81	100,45	100,84	100,43	99,96	99,90
Κατανομή κατιόντων με βάση 4 (O)											
Si	0,997	1,005	1,006	1,001	1,002	1,010	0,994	0,992	1,002	1,002	1,005
Z	0,997	1,005	1,006	1,001	1,002	1,010	0,994	0,992	1,002	1,002	1,005
Ti	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,169	0,163	0,148	0,174	0,176	0,148	0,139	0,127	0,123	0,093	0,096
Mn	0,006	0,003	0,005	0,003	0,004	0,005	0,009	0,000	0,002	0,000	0,002
Mg	1,821	1,811	1,820	1,807	1,791	1,819	1,847	1,868	1,848	1,886	1,883
Ca	0,000	0,001	0,002	0,003	0,004	0,000	0,003	0,000	0,003	0,003	0,000
Na	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,002	0,000	0,000
K	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,004	0,001	0,004	0,002	0,001
Ni	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X	1,996	1,986	1,980	1,995	1,985	1,976	2,003	2,007	1,981	1,986	1,982
Fe	91,22	91,60	92,25	91,09	90,84	92,27	92,61	93,62	93,67	95,28	95,06

των χαρτσβουργιτών εμφανίζει περιεκτικότητες 7,25-8,30%, σ' αυτούς των δουνιτών 8,40-8,65%, σ' αυτούς του διάσπαρτου μεταλλεύματος 6,86-7,35% και σ' αυτούς του ταινιωτού 4,66-5,53%. Ός αποτέλεσμα, τα % ποσοστά Fo κυμαίνονται μεταξύ 90,38-92,46% στους ολιβίνες του ελεύθερου από μετάλλευμα περιδοτίτη (δουνίτη+χαρτσβουργίτη), 92,27-93,67% στου διάσπαρτου και μεταβατικού τύπου μεταλλεύματος και μεταξύ 94,30-95,28% στου ταινιωτού μεταλλεύματος. Η μεταβολή αυτή της περιεκτικότητας σε Fo του ολιβίνη αποδίδεται σε ανάδρομη εξισορρόπηση σε στερεή φάση (subsolidus re-equilibration) των στοιχείων Fe και Mg με το χρωμίτη (π.χ. Irvine 1967, McElduff and Stumpfl 1991, Melcher et al. 1995).

Όσον αφορά τα σε μικρότερες αναλογίες παρατηρούμενα στοιχεία στον ολιβίνη, το MnO φτάνει έως 0,43 % και δείχνει σχετική μείωση στους ολιβίνες του μεταλλεύματος σε σχέση με αυτούς του πετρώματος. Το NiO κυμαίνεται μεταξύ 0,13 και 0,72%, παρουσιάζοντας σημαντική αύξηση στους ολιβίνες του μεταλλεύματος, σε σχέση με αυτούς του πετρώματος (χαρτσβουργίτης 0,24-0,48%, δουνίτης 0,13-0,40% και ταινιωτό μετάλλευμα 0,35 -0,72%).

Ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι αντίθετες τάσεις των Mn και Ni, σε σχέση με την περιεκτικότητα του πετρώματος σε Fo%. Από διαγράμματα του Σχήματος 3.1, όπου προβάλλονται οι περιεκτικότητες των MnO και NiO σε σχέση με το % ποσοστό Fo στους ολιβίνες, παρατηρείται μια τάση αύξησης του NiO με την αύξηση των % Fo από το πέτρωμα προς το μετάλλευμα ενώ αντίθετα τάση μείωσης του MnO προς την ίδια κατεύθυνση.



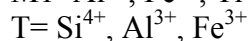
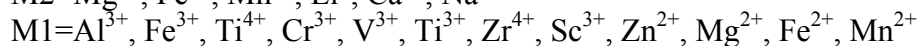
Σχήμα 3.1: Διαγράμματα μεταβολής της περιεκτικότητας των MnO και NiO σε σχέση με το % ποσοστό Fo στους ολιβίνες των πετρωμάτων και του μεταλλεύματος χρωμίτη στην περιοχή Γερακινής-Ορμούλιας

3.3.3. Πυρόξενοι

Οι πυρόξενοι (π.χ. Deer et al. 1992) ανήκουν στα ινοπυριτικά ορυκτά. Χωρίζονται σε δύο μεγάλες ομάδες, τους ορθοπυροξένους και τους κλινοπυροξένους, ανάλογα με το αν κρυσταλλώνονται στο ρομβικό ή στο μονοκλινές σύστημα αντίστοιχα.

Οι ορθοπυρόξενοι μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελούν μια σειρά στερεών διαλυμάτων μεταξύ δύο ακραίων μελών, του ενστατίτη (En: $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) και του φερροσιλίτη (Fs: $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$). Από την άλλη, η μεγάλη πλειοψηφία των κλινοπυροξένων μπορεί να θεωρηθεί ότι ανήκει σε ένα σύστημα τεσσάρων ακραίων μελών: διοσιδίου ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), εδενβεργίτη ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), κλινοφερροσιλίτη ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) και κλινοενστατίτη ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) (Deer et al. 1992).

Σύμφωνα λοιπόν με τους Deer et al. (1992), ο γενικός τύπος των πυροξένων μπορεί να εκφραστεί ως εξής:



Στην περιοχή μελέτης ορθοπυρόξενοι και κλinoπυρόξενοι βρέθηκαν και αναλύθηκαν σε διάφορους τύπους πετρωμάτων, όπου συμμετέχουν συνήθως ως κύρια ορυκτά, στο μετάλλευμα, όπου συμμετέχουν ως σύνδρομα, καθώς και ως εγκλείσματα στο χρωμίτη. Κατά την επεξεργασία των αναλύσεων έγινε υπολογισμός των κατιόντων και κατανομή τους στις T, M1 και M2 θέσεις με βάση τα 6 (O) και υπολογισμός των ποσοστών En-Fs-Wo (Wo: Βολαστονίτης ($Ca_2Si_2O_6$)). Σημειώνεται ότι οι τιμές Fe^{3+} βρέθηκαν υπολογιστικά (βλ. κεφάλαιο: Μέθοδοι ανάλυσης).

Όσον αφορά τους **ορθοπυροξένους**, έγιναν αναλύσεις στους γάββρους, στους χαρτσβουργίτες, όπου περιέχονται ως κύρια ορυκτά, και στο συμπαγές μετάλλευμα, όπου εντοπίζονται στα διάκενα των χρωμιτών. Στον Πίνακα 3.2 φαίνονται αντιπροσωπευτικές από αυτές.

Παρατηρείται ότι η θέση T συμπληρώνεται σχεδόν πάντα ακριβώς με αναλογία κατιόντων 2.000, εκτός από την περίπτωση των ορθοπυροξένων των γάββρων, όπου η τιμή της είναι αρκετά πάνω από το κανονικό. Το ίδιο συμβαίνει και με τη M θέση (M1+M2), όπου παίρνει σχεδόν πάντα την τιμή 2.000, ενώ εμφανίζει σημαντικό έλλειμμα στους ορθοπυροξένους των γάββρων.

Οι περιεκτικότητες σε Al_2O_3 των ορθοπυροξένων είναι σχετικά υψηλές στους περιδοτίτες, με Μ.Ο. 1,57 %, ενώ στους γάββρους και το μετάλλευμα έχουν μέσο όρο 0,46% και 0,44 % αντίστοιχα.

Ο ολικός σίδηρος παρουσιάζεται αυξημένος στους ορθοπυροξένους των χαρτσβουργιτών (Μ.Ο. $FeO_{ολ}$ = 6,16%) σε σχέση με αυτούς του μεταλλεύματος (Μ.Ο. 4,78%). Στους γάββρους ο Μ.Ο. $FeO_{ολ}$ στους ορθοπυροξένους ανεβαίνει στο 25,21%. Το MgO από την άλλη δείχνει αντίθετη τάση (Μ.Ο. 35,66% στους ορθοπυροξένους των χαρτσβουργιτών, 35,31% σ' αυτούς του συμπαγούς μεταλλεύματος και σημαντικά χαμηλότερος, 17,55% σ' αυτούς των γάββρων). Ως αποτέλεσμα τα ποσοστά En των ορθοπυροξένων της περιοχής κυμαίνονται κατά μέσο όρο 91% στους χαρτσβουργίτες, 92% στα διάκενα του μεταλλεύματος και 54% στους γάββρους. Η σχέση %En μεταξύ των πυροξένων που βρίσκονται στο χαρτσβουργίτη και αυτών που βρίσκονται στα διάκενα του μεταλλεύματος προσομοιάζει με αυτή του %Fo στους ολιβίνες και μπορεί κι εδώ να αποδοθεί σε ανάδρομη επανεξισορρόπηση των στοιχείων σε στερεή φάση. Οι δε πολύ χαμηλότερες τιμές En (και υψηλότερες Fs) στους γάββρους, μπορούν να θεωρηθούν ως φυσικό επακόλουθο της κλασματικής κρυστάλλωσης, καθώς οι γάββροι κρυσταλλώνονται από πιο διαφοροποιημένα μάγματα.

Ο μέσος όρος του CaO κυμαίνεται από 0,65% στους ορθοπυροξένους του μεταλλεύματος, έως 0,76% σ' αυτούς των χαρτσβουργιτών και 0,80% σ' αυτούς των γάββρων, ενώ Na_2O παρατηρείται στους ορθοπυροξένους των γάββρων (Μ.Ο. 0,65%).

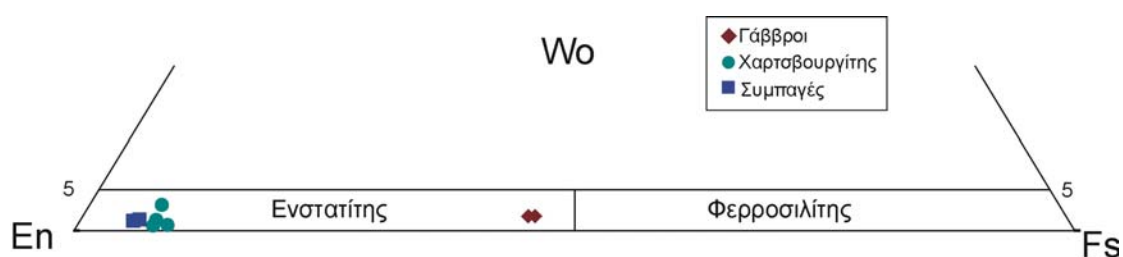
Πίνακας 3.2: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ορθοπυροξένων από το μετάλλευμα και το πέτρωμα της περιοχής Γερακινής – Ορμύλιας.

	Γάββρος		Χαρτοβουργίτης				Συμπαγές Μετάλλευμα	
	1	2	3	4	5	7	8	9
SiO ₂	53,28	53,62	55,72	57,11	56,61	56,52	57,90	58,08
TiO ₂	0,16	0,02	0,01	0,00	0,15	0,19	0,14	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,36	0,28	0,47	0,75	0,39	0,36
Al ₂ O ₃	0,50	0,41	1,61	1,40	1,55	1,61	0,54	0,40
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,45	5,81	0,87	0,16	0,00	1,13
FeO	25,44	24,98	4,80	0,00	5,06	4,74	3,88	2,54
MnO	0,82	0,76	0,00	0,19	0,33	0,00	0,14	0,10
MgO	17,30	17,46	34,15	38,33	34,77	33,75	35,86	36,51
NiO	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
CaO	0,78	0,81	0,68	0,35	0,35	1,65	0,72	0,67
Na ₂ O	0,61	0,70	0,05	0,00	0,00	0,15	0,00	0,11
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11
Σύνολο	100,29	100,17	100,69	99,56	100,17	100,87	99,58	99,47
Κατανομή κατιόντων με βάση 6 (O)								
Si	2,036	2,048	1,957	1,884	1,947	1,955	1,985	1,978
Al	0,000	0,000	0,043	0,054	0,053	0,045	0,015	0,016
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,061	0,000	0,000	0,000	0,005
<i>T</i>	2,036	2,048	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al	0,023	0,018	0,024	0,000	0,010	0,020	0,007	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,011	0,089	0,023	0,004	0,000	0,024
Ti	0,005	0,001	0,000	0,000	0,004	0,005	0,004	0,000
Cr	0,000	0,000	0,010	0,007	0,013	0,021	0,011	0,010
Ni	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Mg	0,968	0,981	0,954	0,904	0,951	0,947	0,979	0,966
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<i>MI</i>	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,018	0,013	0,834	0,982	0,832	0,793	0,853	0,888
Fe ²⁺	0,813	0,798	0,137	0,000	0,146	0,136	0,111	0,073
Mn	0,027	0,025	0,000	0,005	0,010	0,000	0,004	0,003
Ca	0,032	0,033	0,026	0,013	0,013	0,061	0,026	0,024
Na	0,045	0,052	0,003	0,000	0,000	0,010	0,000	0,007
<i>M2</i>	0,935	0,920	1,000	1,000	1,000	1,000	0,996	1,000
Μοριακές αναλογίες %								
En	53,1	53,7	91,1	91,8	90,3	89,7	92,8	93,5
Fs	45,2	44,5	7,6	7,6	9,0	7,2	5,8	5,3
Wo	1,7	1,8	1,3	0,6	0,7	3,1	1,3	1,2

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι στους χαρτσβουργίτες οι ορθοπυρόξενοι δεν παρουσιάζουν σχεδόν καθόλου NiO, σε αντίθεση με τους ολιβίνες των ίδιων πετρωμάτων. Το αντίθετο συμβαίνει όπως αναφέρθηκε πιο πριν, με το Al₂O₃. Φαίνεται επομένως ότι κατά την κρυστάλλωση των ορυκτών από το μάγμα, το Al προτίμησε να μπει στο πλέγμα των πυροξένων ενώ το Ni προτίμησε το πλέγμα του ολιβίνη (βλ. επίσης παράγραφο 5.1: Συμπεριφορά των στοιχείων κατά τις μαγματικές διαδικασίες).

Το Cr₂O₃ εμφανίζεται κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας του μικροανλυτή στους ορθοπυροξένους των γάββρων, ενώ εμφανίζει ικανές τιμές σ' αυτούς των χαρτσβουργιτών (Μ.Ο. 0,45%) και του μεταλλεύματος (Μ.Ο. 0,38%).

Στο Σχήμα 3.2 γίνεται η προβολή των αναλύσεων των ορθοπυροξένων σε τμήμα του τριγωνικού διαγράμματος ταξινόμησης των Morimoto et al. (1988). Στο διάγραμμα, οι πυρόξενοι της περιοχής προβάλλονται στην περιοχή του ενστατίτη. Από το συγκεκριμένο διάγραμμα φαίνεται επίσης παραστατικά η τάση που έχουν οι ορθοπυρόξενοι των γάββρων να είναι πιο σιδηρούχοι από αυτούς του χαρτσβουργίτη και του μεταλλεύματος. Έτσι, εδώ οι τελευταίοι προβάλλονται στα πιο μαγνησιούχα μέλη, ενώ οι πρώτοι κοντά στο όριο με το φερροσιλίτη.



Σχήμα 3.2: Προβολή των αναλύσεων των ορθοπυροξένων σε τμήμα του τριγωνικού διαγράμματος ταξινόμησης των Morimoto et al. (1988).

Κλινοπυρόξενοι αναλύθηκαν ως κύρια ορυκτά στους χαρτσβουργίτες, ως σύνδρομα στα διάκενα του συμπαγούς μεταλλεύματος και ως εγκλείσματα στους χρωμίτες του διάσπαρτου και ταινιωτού μεταλλεύματος, καθώς και του πλούσιου σε χρωμίτη δουνίτη. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις δίνονται στον Πίνακα 3.3.

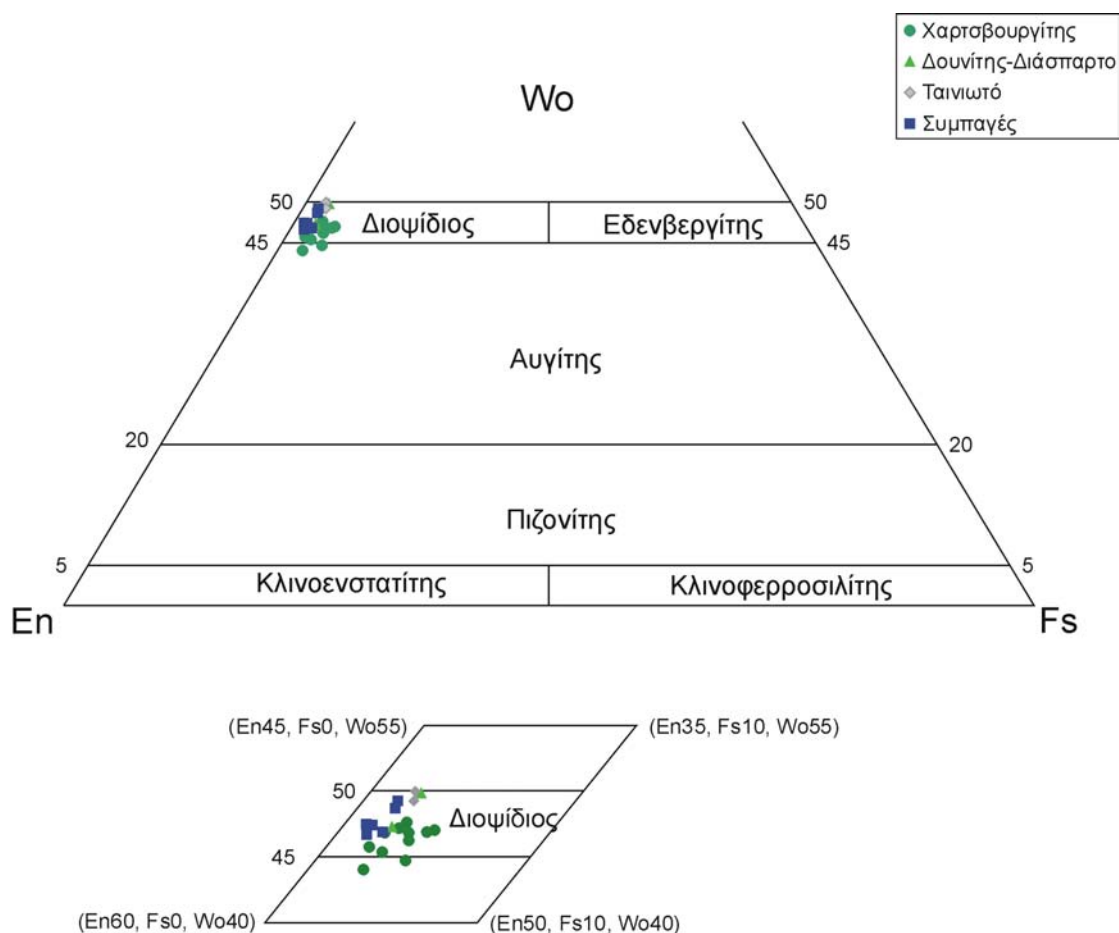
Το Al₂O₃ και στην περίπτωση των κλινοπυροξένων, όπως και στους ορθοπυροξένους, παρουσιάζει αρκετά αυξημένες τιμές στους χαρτσβουργίτες (1,26-2,54%) ακόμα μεγαλύτερες από αυτές των ορθοπυροξένων, ενώ το NiO συνήθως βρίσκεται κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας, σε αντίθεση με τους ολιβίνες των ίδιων πετρωμάτων. Το Al₂O₃ είναι αρκετά χαμηλότερο στους κλινοπυροξένους που βρίσκονται στα διάκενα του συμπαγούς μεταλλεύματος (0,48-0,80%)

Πίνακας 3.3: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή κλινοπυροξένων της περιοχής μελέτης.

	Χαρτσβουργίτης				Διάκενα σε Συμπαγές Μετάλλευμα			Εγκλείσματα	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	54,27	54,52	55,32	54,39	54,56	54,73	54,93	54,68	54,72
TiO ₂	0,00	0,05	0,26	0,00	0,11	0,00	0,07	0,07	0,03
Al ₂ O ₃	1,49	2,27	1,38	1,56	0,78	0,80	0,48	0,47	0,06
Cr ₂ O ₃	0,59	0,72	0,36	0,30	0,69	0,87	0,39	1,09	0,83
Fe ₂ O ₃	0,13	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,20	0,97	0,00
FeO	1,29	1,80	1,70	2,68	1,32	0,65	0,75	0,61	1,53
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	18,28	18,56	19,37	17,55	18,65	18,43	18,81	17,88	17,34
NiO	0,14	0,00	0,00	0,00	0,02	0,24	0,12	0,34	0,00
CaO	23,37	22,61	22,22	23,39	23,84	23,60	23,55	23,34	24,58
Na ₂ O	0,20	0,24	0,21	0,18	0,04	0,16	0,26	0,48	0,24
K ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,18	0,00
Σύνολο	99,76	100,82	100,82	100,05	100,07	99,53	99,56	100,09	99,33
Κατανομή κατιόντων με βάση 6(O)									
Si	1,965	1,951	1,973	1,971	1,972	1,983	1,989	1,980	1,999
Al	0,035	0,049	0,027	0,029	0,028	0,017	0,011	0,020	0,001
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<i>T</i>	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al	0,029	0,047	0,031	0,038	0,005	0,017	0,009	0,000	0,001
Fe ³⁺	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,026	0,000
Ti	0,000	0,001	0,007	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,001
Cr	0,017	0,020	0,010	0,009	0,020	0,025	0,011	0,031	0,024
Ni	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007	0,004	0,010	0,000
Mg	0,947	0,931	0,952	0,949	0,971	0,951	0,969	0,931	0,944
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<i>MI</i>	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,040	0,059	0,078	0,000	0,034	0,045	0,046	0,035	0,000
Fe ²⁺	0,039	0,054	0,051	0,077	0,040	0,020	0,023	0,018	0,017
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,907	0,867	0,849	0,908	0,923	0,916	0,913	0,905	0,962
Na	0,014	0,016	0,015	0,013	0,003	0,011	0,018	0,033	0,017
K	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,008	0,000
<i>M2</i>	1,000	0,999	0,993	0,997	1,000	0,994	1,000	1,000	0,996
Μοριακές % αναλογίες									
En	51,0	51,8	53,4	48,9	51,0	51,5	51,9	51,9	49,5
Fs	2,2	2,8	2,6	4,2	2,1	1,0	1,4	1,4	1,8
Wo	46,8	45,4	44,0	46,9	46,9	47,4	46,7	46,7	48,7

Ο $\text{FeO}_{\text{ολ}}$ στους κλινοπυροξένους του συμπαγούς μεταλλεύματος κυμαίνεται σε χαμηλότερες τιμές από ότι σ' αυτούς του χαρτσβουργίτη (0,65-1,35% και 1,40-2,71% αντίστοιχα), όπως συμβαίνει και με τους ορθοπυροξένους. Το MgO όμως εμφανίζει παρόμοιες περιεκτικότητες (18,81-18,65% και 17,55-19,37% αντίστοιχα). Έτσι τα ποσοστά En παραμένουν τα ίδια με μέσες τιμές ~ 51% και για τις δύο κατηγορίες κλινοπυροξένων, ενώ το ποσοστό Fs έχει μέσο όρο 1,47 στους κλινοπυροξένους που βρίσκονται στα διάκενα του συμπαγούς μεταλλεύματος και 3,2 σ' αυτούς του χαρτσβουργίτη.

Επίσης, στους κλινοπυροξένους του χαρτσβουργίτη και του μεταλλεύματος εμφανίζονται αξιοσημείωτες τιμές Cr_2O_3 (0,30-1,16% και 0,39-0,87% αντίστοιχα), όπως και στην περίπτωση των ορθοπυροξένων.



Σχήμα 3.3: Προβολή των αναλύσεων των κλινοπυροξένων στο τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης κατά Morimoto et al. (1988).

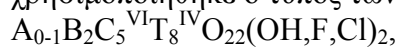
Ενδιαφέρον παρουσιάζει η διαφορά στη σύσταση των κλινοπυροξένων που συναντώνται ως εγκλείσματα σε σχέση με τους υπόλοιπους κλινοπυροξένους (του πετρώματος και του μεταλλεύματος). Έτσι, οι πρώτοι περιέχουν μεγαλύτερες ποσότητες CaO και Na₂O από τους τελευταίους (CaO: 20,91-23,70% στους χαρτσβουργίτες, 23,55-23,84% στο συμπαγές μετάλλευμα και 23,34-25,39% στα εγκλείσματα, Na₂O: <0,52% στους χαρτσβουργίτες, <0,26% στο μετάλλευμα, 0,19-0,48% στα εγκλείσματα). Αποτέλεσμα των μεγαλύτερων περιεκτικοτήτων CaO είναι να εμφανίζουν και μεγαλύτερα ποσοστά Wo (47,30-50,00% στα εγκλείσματα, 46,7-47,4% στους κλινοπυροξένους του συμπαγούς μεταλλεύματος και 42,5-47,1 σ' αυτούς του χαρτσβουργίτη). Επίσης, οι κλινοπυροξένοι των εγκλεισμάτων περιέχουν σταθερά υψηλές σε σχέση με τους υπόλοιπους κλινοπυροξένους ποσότητες Cr₂O₃, πράγμα που είναι ενδεικτικό του τρόπου σχηματισμού τους στα αρχικά στάδια κρυστάλλωσης ενός μάγματος πλούσιου σε Cr. Η διαφορά αυτή στη σύσταση των εγκλεισμάτων σημαίνει ότι η απομόνωσή τους μέσα στο χρωμίτη δεν επέτρεψε την αντίδραση με το υπόλοιπο τήγμα (εκτός του χρωμίτη) και την εξισορρόπηση της σύστασης τους, που έτσι θα γινόταν όμοια με τους πυροξένους στα διάκενα του χρωμίτη.

Οι τάσεις μεταβολής των κυριότερων στοιχείων (Ca, Mg, Fe) στους κλινοπυροξένους φαίνονται παραστατικά και στο διάγραμμα ταξινόμησης τους Σχήματος 3.3. Στο Σχήμα 3.3 φαίνεται ότι οι κλινοπυροξένοι προβάλλονται στην περιοχή του διοψιδίου. Με μεγέθυνση της περιοχής, φαίνεται επίσης ότι οι κλινοπυροξένοι, γίνονται πιο σιδηρούχοι και λιγότερο μαγνησιούχοι όσο προχωρούμε από το μετάλλευμα προς τους περιδοτίτες (χαρτσβουργίτες). Μπορούμε να πούμε μάλιστα ότι εμφανίζουν και παράλληλες τάσεις η μία ομάδα ως προς την άλλη, οι οποίες με τη σειρά τους είναι περίπου παράλληλες και με την πλευρά En-Wo τους τριγώνου ταξινόμησης. Το γεγονός αυτό μπορεί να αποδοθεί, όπως και στην περίπτωση των ορθοπυροξένων σε ανάδρομη επανεξισορρόπηση σε στερεά φάση.

3.3.4. Αμφίβολοι

Αμφίβολοι στην περιοχή βρέθηκαν είτε ως κύρια ορυκτά, είτε ως προϊόντα αλλοίωσης πρωτογενών ορυκτών, π.χ. πυροξένων, είτε ως εγκλείσματα στους χρωμίτες. Αναλύθηκαν αμφίβολοι και από τις τρεις παραπάνω περιπτώσεις και αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαίνονται στον Πίνακα 3.4. Οι αναλύσεις στον πλούσιο σε χρωμίτη δουνίτη και στο ταινιωτό μετάλλευμα, αναφέρονται σε εγκλείσματα αμφιβόλων μέσα στους χρωμίτες. Οι αναλύσεις στο συμπαγές μετάλλευμα αναφέρονται σε αμφιβόλους που προέκυψαν από μετατροπή των πυροξένων που βρίσκονται στα διάκενα των χρωμιτικών κόκκων. Τέλος, οι αναλύσεις στους γάββρους αναφέρονται στις αμφιβόλους που περιέχονται ως κύρια ορυκτά στους αμφιβολιτικούς γάββρους.

Ως γενικός τύπος δομής για τον υπολογισμό των αναλογιών των ιόντων χρησιμοποιήθηκε ο τύπος των Leake et al. (1997):



όπου: T=Si,Al,Cr,Fe³⁺,Ti

C=Al,Cr,Ti,Fe³⁺,Mg,Fe²⁺,Ni,Mn

B=Fe²⁺,Mn,Mg,Ca,Na

A=Na,K

Σύμφωνα μ' αυτόν τον τύπο ο υπολογισμός των ιόντων γίνεται με βάση 24 (O, OH, F, Cl,) όπου $OH+F+Cl=2$ άτομα. Αν όμως το νερό δεν έχει προσδιοριστεί ή ο προσδιορισμός του θεωρείται εσφαλμένος, τότε η επεξεργασία γίνεται με βάση 23 (O). Εδώ, επειδή οι αναλύσεις έγιναν με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή δεν ήταν δυνατός ο υπολογισμός του νερού, άρα η επεξεργασία έγινε με βάση τα 23 (O).

Οι αμφίβολοι που αναλύθηκαν έχουν $(Ca+Na)_B \geq 1,00$ & $Na_B < 0,50$ άρα, σύμφωνα με τους Leake et al. (1997), ανήκουν στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων.

Η παραπάνω ομάδα ταξινομείται περαιτέρω με βάση την περιεκτικότητα σε $(Na+K)_A$, Ti και Ca_A σε τέσσερις υποομάδες:

A. $(Na+K)_A \geq 0,50$ και $Ti < 0,50$.

B. $(Na+K)_A \geq 0,50$ και $Ti \geq 0,50$.

Γ. $(Na+K)_A < 0,50$ και $Ca_A < 0,50$.

Δ. $(Na+K)_A < 0,50$ και $Ca_A \geq 0,50$.

Οι αμφίβολοι που μελετήθηκαν κατατάσσονται σε δύο από τις παραπάνω ομάδες: οι αμφίβολοι του συμπαγούς μεταλλεύματος και των γάββρων στη Γ και οι αμφίβολοι που βρέθηκαν ως εγκλείσματα στους χρωμίτες του πλούσιου σε χρωμίτη δουνίτη και του ταινιωτού μεταλλεύματος στην Α.

Η περαιτέρω ταξινόμηση γίνεται με βάση διαγράμματα Si - $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, που εξαρτώνται από την ομάδα στην οποία οι αμφίβολοι ανήκουν. Στην ομάδα Γ αντιστοιχεί το διάγραμμα του Σχήματος 3.5, από το οποίο φαίνεται ότι οι αμφίβολοι του συμπαγούς μεταλλεύματος προβάλλονται στην περιοχή του τρεμολίτη, ενώ οι αμφίβολοι των γάββρων στην περιοχή της μαγνησιοκεροσίλβης. Στην ομάδα Α αντιστοιχεί το διάγραμμα του Σχήματος 3.6, από το οποίο φαίνεται ότι τα εγκλείσματα των χρωμιτών στους δουνίτες και το ταινιωτό μέταλλευμα προβάλλονται στην περιοχή του παρασίτη.

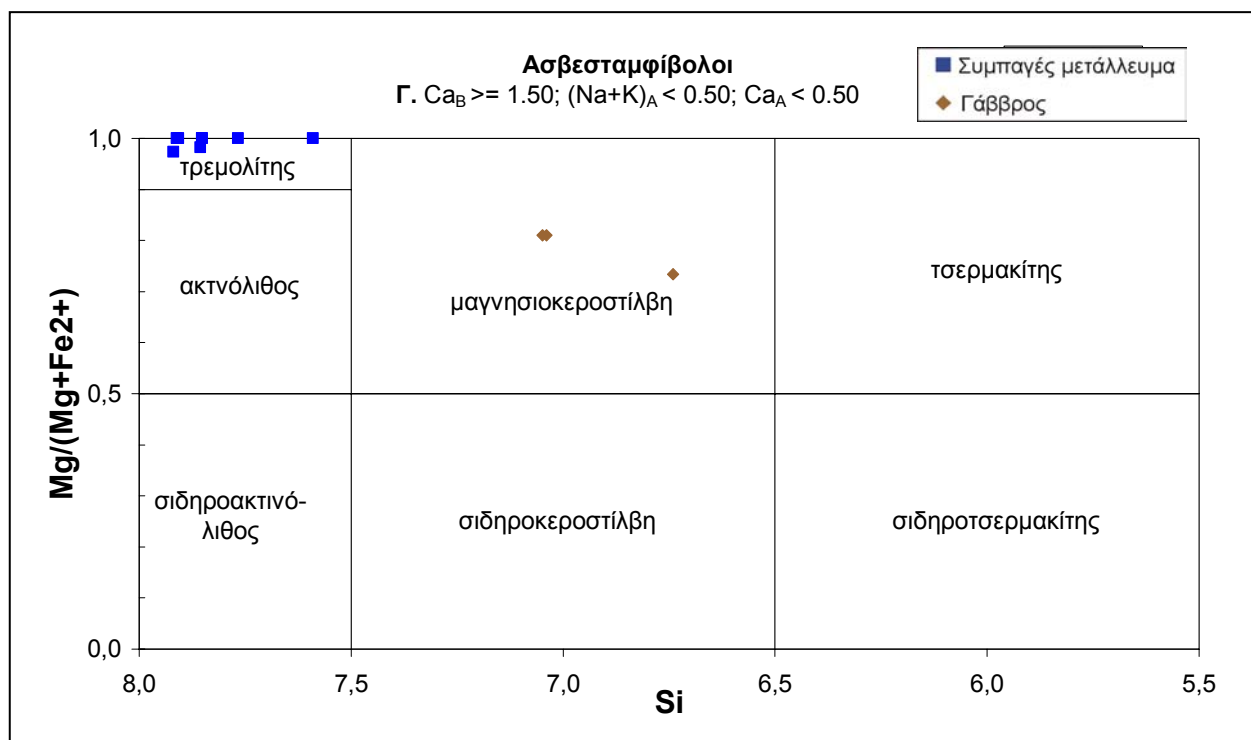
Παρατηρείται από τα παραπάνω ότι η αμφίβολος των εγκλεισμάτων στους χρωμίτες (παρασίτης) περιέχει αρκετά υψηλά ποσά Na_2O (2,26-3,04% και 3,65-3,90% για τα εγκλείσματα των χρωμιτών τους δουνίτες και το ταινιωτό μέταλλευμα αντίστοιχα), που ξεπερνούν και αυτά των γάββρων (1,05-1,37%). Αντίθετα οι αμφίβολοι που βρίσκονται στα διάκενα του συμπαγούς μεταλλεύματος (εκτός εγκλεισμάτων) έχουν πολύ χαμηλές περιεκτικότητες σ' αυτό το στοιχείο, πράγμα που σημαίνει διαφορετική προέλευση των δύο. Παράλληλα, τόσο υψηλά ποσά Na δε δικαιολογούνται από τη σύσταση των ορυκτών του περιβάλλοντος. Τέτοια εγκλείσματα έχουν μελετηθεί από διάφορους ερευνητές και ερμηνεύονται ως ορυκτές φάσεις που δέσμευσαν μια ρευστή φάση κατά τα πρώτα στάδια του σχηματισμού του χρωμίτη. Η μορφολογία των εγκλεισμάτων των αμφιβόλων δείχνει ότι αυτές είναι πιθανότατα δευτερογενούς προέλευσης. Σύμφωνα με μελέτες, οι παραγαστικές αμφίβολοι μπορεί να προκύψουν από αντίδραση κλινοπυρόξενου και χρωμίτη με παγιδευμένο ρευστό ή τήγμα (Lorand and Ceuleneer 1989) ή μπορεί να δείχνουν σχηματισμό χρωμίτη και αμφιβόλου σε ένα πλούσιο σε ρευστά σύστημα (Johan et al. 1983). Οι Talkington et al. (1984) ανέφεραν ότι για τους λοβόμορφους χρωμίτες τα εγκλείσματα αμφιβόλων έχουν κεροσιλβική σύσταση, ενώ οι παρασίτες είναι χαρακτηριστικοί των στρωματόμορφου τύπου χρωμιτών.

Η παρουσία των εγκλεισμάτων των αμφιβόλων στο ταινιωτό και διάσπαρτο μέταλλευμα, μπορεί να συνδυαστεί και με την παρουσία των εγκλεισμάτων κλινοπυροξένων στο ίδιο πετρολογικό περιβάλλον. Οι φάσεις αυτές είναι πλούσιες σε Ca και Na, σε αντίθεση με τις πυριτικές φάσεις που υπάρχουν έξω από τους χρωμιτικούς κόκκους. Οι αμφίβολοι ως ενυδατωμένες φάσεις δηλώνουν επιπλέον ότι η γένεσή τους είναι συνυφασμένη με την παρουσία ρευστής φάσης παράλληλα με την κρυστάλλωση του ορυκτού-ξενιστή, που είναι ο χρωμίτης.

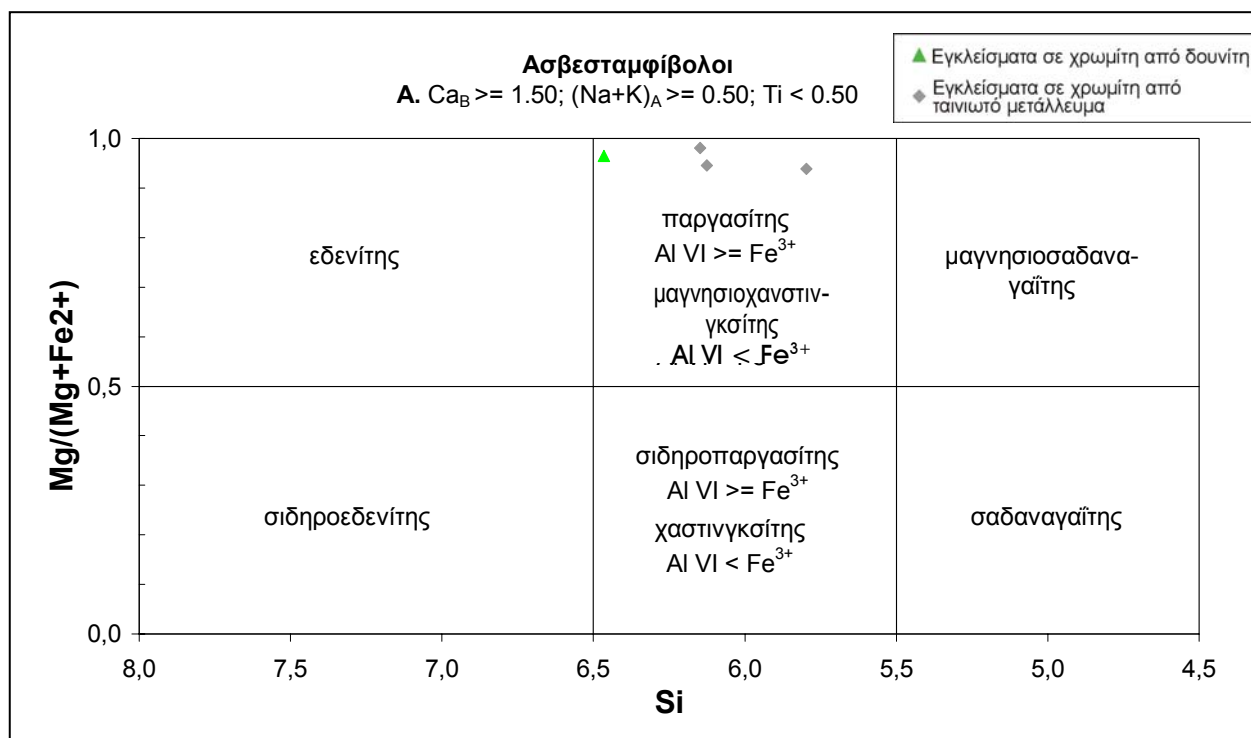
Επίσης, οι αμφίβολοι των εγκλεισμάτων παρουσιάζουν ιδιαίτερα υψηλές τιμές Al_2O_3 (12,44-13,04% εγκλεισμάτων στο χρωμίτη του ταινιωτού μεταλλεύματος, 6,5-9,7% στου δουνίτη) σε σχέση με αυτές του συμπαγούς μεταλλεύματος (<2,44%). Επιπλέον εμφανίζονται αρκετά πλουσιότερες σε Cr_2O_3 (2,14%-3,99%) απ' ότι του συμπαγούς μεταλλεύματος (0,25-1,91%) όπως παρατηρείται και στην περίπτωση των αντίστοιχων εγκλεισμάτων κλινοπυροξένων.

Πίνακας 3.4: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή αμφιβόλων της περιοχής μελέτης.

	Γάββρος		Εγκλείσματα σε χρωμίτη		Διάκενα σε Συμπαγές μετάλλευμα	
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	46,69	49,52	42,82	43,25	58,53	57,81
TiO_2	0,56	0,85	0,49	0,58	0,05	0,09
Al_2O_3	10,54	7,69	12,60	13,04	0,24	1,30
Cr_2O_3	0,22	0,00	3,03	3,31	0,24	0,38
Fe_2O_3	3,42	2,68	1,71	0,09	0,22	0,12
FeO	11,12	11,24	0,67	1,94	0,49	0,80
MnO	0,00	0,20	0,05	0,00	0,00	0,00
MgO	12,38	13,85	18,93	19,07	24,56	24,34
CaO	10,92	10,39	12,64	13,02	12,63	12,00
Na_2O	1,36	1,09	3,65	3,90	0,22	0,23
K_2O	0,39	0,28	0,18	0,26	0,00	0,05
Σύνολο	97,60	97,79	96,60	98,45	97,18	97,12
Κατανομή κατιόντων με βάση 23 (O)						
Si	6,797	7,140	6,148	6,125	7,973	7,881
Al IV	1,203	0,860	1,852	1,875	0,027	0,119
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,605	0,447	0,280	0,302	0,010	0,091
Ti	0,620	0,092	0,053	0,062	0,005	0,009
Fe³⁺	0,374	0,290	0,185	0,009	0,023	0,012
Cr	0,025	0,000	0,344	0,371	0,026	0,041
Mg	2,687	2,977	4,052	4,026	4,936	4,847
Fe²⁺	1,246	1,194	0,081	0,230	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000
C(M1,M2,M3)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052	0,099
Fe²⁺	0,107	0,162	0,000	0,000	0,055	0,092
Mn	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,703	1,605	1,944	1,976	1,843	1,753
Na	0,190	0,209	0,056	0,024	0,049	0,056
B(M4)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,193	0,096	0,960	1,047	0,007	0,004
K	0,072	0,052	0,033	0,047	0,000	0,009
A	0,265	0,147	0,993	1,094	0,007	0,012



Σχήμα 3.5: Ταξινόμηση των αμφιβόλων που ανήκουν στην ομάδα Γ κατά Leake et al. (1997).



Σχήμα 3.6: Ταξινόμηση των αμφιβόλων που ανήκουν στην ομάδα Α κατά Leake et al. (1997).

Από τον Πίνακα 3.4 παρατηρείται στις αμφιβόλους των γάββρων και του συμπαγούς μεταλλεύματος κάποιο έλλειμμα στη συμπλήρωση των Β θέσεων. Όπως περιγράφηκε στη μελέτη των σχετικών τομών των γάββρων και του μεταλλεύματος, παρατηρήθηκαν σ' αυτές αρκετά ανθρακικά ορυκτά. Άρα, ίσως η απώλεια των κατιόντων να οφείλεται σε μετακίνηση από πλούσια σε CO₂ διαλύματα.

3.3.5. Σερπεντίνης

Ο σερπεντίνης έχει χημικό τύπο $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ και συναντιέται στη φύση με τρεις μορφές: το χρυσοσίλη, το λιζαρδίτη και τον αντιγορίτη. Ο πιο άφθονος είναι ο λιζαρδίτης, και ο λιγότερο άφθονος ο χρυσοσίλης, αλλά ο τελευταίος είναι ίσως ο περισσότερο γνωστός λόγω των βιομηχανικών εφαρμογών του (Deer et al. 1992).

Σύμφωνα με τους Deer et al. (1992), στο γενικό τύπο δομής του σερπεντίνης μπορεί να γίνονται οι παρακάτω υποκαταστάσεις: $Al \rightarrow Si$, και $Cr, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ni \rightarrow Mg$.

Ο σερπεντίνης είναι ένα ορυκτό που προέρχεται από την αλλοίωση σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών, όπως ο ολιβίνης και κατά δεύτερο λόγο οι πυρόξενοι. Αυτή η μεταβολή, γνωστή ως σερπεντινίωση, είναι η αιτία της μετατροπής των υπερβασικών πετρωμάτων (δουνιτών, περιδοτιτών) σε σερπεντινίτες. Η σερπεντινίωση θεωρείται διεργασία που μπορεί να συμβαίνει είτε κάτω από σταθερό όγκο (π.χ. Thayer 1966), είτε κάτω από σταθερή χημική σύσταση με μόνο την προσθήκη ύδατος και σύγχρονη αύξηση όγκου. (π.χ. O' Hanley and Offler 1992).

Η μεγαλύτερη ποσότητα σιδήρου που περιέχεται στα αρχικά ορυκτά (ολιβίνης, πυρόξενοι) με τη σερπεντινίωση μπαίνει στο σχηματισμό νέων φάσεων αδιαφανών ορυκτών (κυρίως μαγνητίτη) και όχι στο πλέγμα των ορυκτών του σερπεντίνης (Wicks and Wittaker 1975). Σύμφωνα με τους Wicks and Wittaker (1975), Wicks and O' Hanley (1988) και O' Hanley and Wicks (1995), η περιεκτικότητα σε Al και Fe των φυσικών ορυκτών του σερπεντίνης αντανακλά την αρχική χημική σύσταση του μητρικού υπερβασικού πετρώματος, με υψηλότερη παρουσία των στοιχείων αυτών στο λιζαρδίτη και αντιγορίτη.

Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις σερπεντίνης από τα πετρώματα και το μετάλλευμα δίνονται στον Πίνακα 3.5. Ο αριθμός των ιόντων υπολογίστηκε με βάση τα 7 (O), λόγω της αδυναμίας υπολογισμού του νερού στον ηλεκτρονικό μικροαναλυτή. Ως γενικός τύπος δομής των σερπεντινών θεωρήθηκε ο:



Z: Si, Al

X: Mg, Ni, Fe^{2+} , Mn, Cs, Na, Fe^{3+} , Al, Cr

Ο ολικός σίδηρος θεωρήθηκε ως δισθενής.

Από τον Πίνακα 3.5 φαίνεται ότι οι τιμές της Z θέσης κυμαίνονται από 1,952 έως 2,037, ενώ της X από 2,910 έως 3,095, με σχετική απόκλιση από τις ιδανικές 2,000 και 3,000 αντίστοιχα.

Το SiO₂ κυμαίνεται από 40,28 έως 42,75% με κάπως υψηλότερες τιμές στο σερπεντίνη του μεταλλεύματος. Το MgO κυμαίνεται από 35,40 έως 41,66%, επίσης με σχετικά υψηλότερες τιμές στο σερπεντίνη του μεταλλεύματος και του δουνίτη και το FeO από 3,02 έως 6,65, εμφανίζοντας αντίθετη τάση από το MgO, όμοια με τους αρχικούς ολιβίνες.

Το Al₂O₃ στους σερπεντίνες του μεταλλεύματος σχεδόν απουσιάζει, όπως άλλωστε και στους αρχικούς ολιβίνες από τους οποίους προήλθε. Στο σερπεντίνη του χαρτσβουργίτη από την άλλη εμφανίζονται κάποιες ποσότητες Al₂O₃ (έως 0,64%), πράγμα που πιθανόν οφείλεται στην παρουσία των πλούσιων σε Al πυροξένων.

Πίνακας 3.5: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή σερπεντίνη της περιοχής μελέτης.

	Χαρτσβουργίτης			Δουνίτης			Μετάλλευμα (Ταινιωτό)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41,91	40,28	40,90	40,81	40,99	41,66	41,79	42,75	42,57
TiO ₂	0,00	0,02	0,05	0,00	0,46	0,00	0,00	0,00	0,14
Al ₂ O ₃	0,65	0,23	0,00	0,00	0,19	0,24	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,10	0,01	0,04	0,00	0,37	0,19	0,04	0,00	0,00
FeO	6,12	6,65	6,06	3,92	5,26	3,02	3,56	3,70	3,16
MnO	0,00	0,22	0,16	39,87	0,00	0,00	0,10	0,06	0,01
MgO	35,82	37,59	39,62	39,40	37,52	41,66	40,57	40,40	40,35
NiO	0,33	0,10	0,47	0,15	0,54	0,44	0,07	0,42	0,23
CaO	0,10	0,01	0,06	0,21	0,33	0,00	0,00	0,07	0,00
Na ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,12	0,04	0,10
K ₂ O	0,05	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	85,13	85,11	87,41	85,25	85,68	87,47	86,24	87,44	86,56
Κατανομή κατιόντων με βάση 7 (O)									
Si	2,037	1,973	1,952	1,971	1,984	1,954	1,986	2,004	2,008
Al IV	0,000	0,013	0,000	0,000	0,011	0,013	0,000	0,000	0,000
Z	2,037	1,987	1,952	1,971	1,995	1,968	1,986	2,004	2,008
Al VI	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,001	0,002	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,005
Cr	0,004	0,000	0,001	0,000	0,015	0,007	0,001	0,000	0,000
Fe	0,249	0,272	0,242	0,158	0,213	0,119	0,141	0,145	0,125
Mn	0,000	0,009	0,007	0,012	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000
Mg	2,595	2,745	2,819	2,871	2,708	2,914	2,873	2,823	2,837
Ni	0,013	0,004	0,018	0,006	0,021	0,017	0,003	0,016	0,009
Ca	0,005	0,001	0,003	0,011	0,018	0,000	0,000	0,003	0,000
Na	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,011	0,004	0,009
K	0,003	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
X	2,910	3,032	3,095	3,058	2,991	3,080	3,034	2,994	2,985

Το Cr₂O₃ κυμαίνεται από 0,00-0,37%, με χαμηλές τιμές στο μετάλλευμα σχετικά με τα πετρώματα, κατ' αντιστοιχία με τον αρχικό ολιβίνη και σε αντίθεση με τους αντίστοιχους πυροξένους, που έχουν αρκετά υψηλό Cr₂O₃.

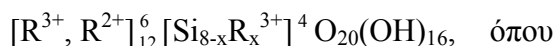
Οι τιμές NiO είναι συγκρίσιμες μεταξύ του σερπεντίνης και του ολιβίνης των πετρωμάτων (ολιβίνης: 0,13-0,48%, σερπεντίνης: 0,10-0,53%), ενώ μειώνονται σημαντικά στο μετάλλευμα (ολιβίνης: 0,35-0,72%, σερπεντίνης: <0,42%). Το Ni αποτελεί εξαιρετικά ευκίνητο στοιχείο και η απώλειά του στο σερπεντίνη μπορεί να οφείλεται είτε στη δημιουργία των μεταλλικών φάσεων κατά τη σερπεντινίωση (κυρίως στη συγκεκριμένη περίπτωση μπορεί να ενσωματώνεται στα Ni-ούχα σουλφίδια) είτε στη μετανάστευση του στοιχείου από μια θέση σε άλλη.

3.3.6. Χλωρίτης

Οι χλωρίτες αποτελούν μία ομάδα ορυκτών με φυλλόμορφη δομή, ανάλογη των μαρμαρυγιών. Έχει βρεθεί χλωρίτης στα διάφορα πετρώματα ως προϊόν αλλοίωσης ολιβινών και πυροξένων. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον εμφανίζει η παρουσία του στο μετάλλευμα, λόγω των συγκεντρώσεων των στοιχείων που περιέχει.

Για τους χλωρίτες, που η σύστασή τους ποικίλει πολύ λόγω της ευρείας υποκατάστασης των κατιόντων στο πλέγμα τους, έχει προταθεί μια απλοποιημένη ονοματολογία μεταξύ τριών ακραίων μελών: του κλινόχλωρου (Mg-ούχο), του χαμοσίτη (Fe-ούχο) και του πενναντίτη (Mn-ούχο) (Deer et al. 1992). Μια πιο λεπτομερής ονοματολογία παρατίθεται στο διάγραμμα ταξινόμησης των χλωριτών της περιοχής μελέτης, που θα χρησιμοποιηθεί παρακάτω.

Ως γενικός χημικός τύπος, που ανταποκρίνεται στη σύσταση των περισσοτέρων χλωριτών μπορεί να θεωρηθεί ο:



$R^{2+} = \text{Mg, Fe, Mn, Ni, Zn}$

$R^{3+} = \text{Al, Fe, Cr}$

x (γενικά) ~ 1-3

Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις των χλωριτών της περιοχής μελέτης φαίνονται στον Πίνακα 3.6.

Για την επεξεργασία των αναλύσεων έγινε χρήση του γενικού τύπου $X_6(OH)_8Z_4O_{10}$, όπου Z = Si, Al (τετραεδρικές θέσεις) και X = Al, Fe, Ti, Cr, Mn, Mg, Ni (οκταεδρικές θέσεις). Ο υπολογισμός των κατιόντων έγινε με βάση 14 (O). Ο ολικός σίδηρος λήφθηκε ως δισθενής.

Στους χλωρίτες οι θέσεις Z συμπληρώνονται πλήρως από 4,000 κατιόντα σε στοιχειομετρική αναλογία, ενώ οι X παράμετροι παίρνουν τιμές από 5,810 έως 5,979, λίγο χαμηλότερες από την ιδανική 6,000.

Όπως προκύπτει από τον Πίνακα 3.6, πρόκειται για πλούσιους σε Mg χλωρίτες (MgO: 29,71 έως 34,20%), που σύμφωνα με την ταξινόμηση κατά Hey (1954) (Σχήμα 3.4) προβάλλονται στα πεδία του κλινόχλωρου και του πεννίνης. Το SiO₂ και το Al₂O₃ παρουσιάζουν αρκετά μεγάλη διακύμανση (29,71-34,20% και 14,21-19,31% αντίστοιχα). Το FeO κυμαίνεται από 0,88 έως 1,43% ενώ το Cr₂O₃ παίρνει αρκετά υψηλές τιμές (1,89-4,58%), ιδιαίτερα στο λιγότερο συμπαγές

μετάλλευμα μέσα στο δουνίτη. Επίσης στους χλωρίτες της περιοχής εμφανίζονται NiO έως 0,96%, TiO έως 0,27%, MnO έως 0,27% και CaO έως 0,31%. Το χαρακτηριστικό των χλωριτών που αναλύθηκαν είναι οι υψηλές περιεκτικότητες σε χρώμιο.

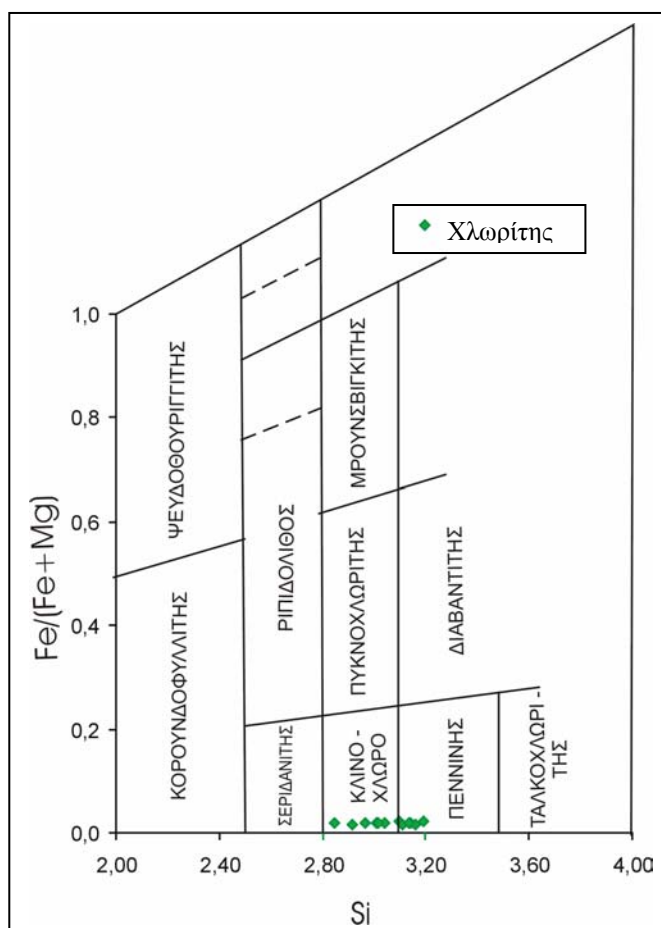
Το Cr₂O₃ σε ποσότητες πάνω από 2% προσδίδει μακροσκοπικά ένα ρόδινο έως ιώδες χρώμα, που έχει προκαλέσει για μεγάλο χρονικό διάστημα το ενδιαφέρον των επιστημόνων. Οι χρωμιούχοι χλωρίτες είναι έντονα πλεοχροϊκοί και γενικά οπτικά θετικοί, εκτός από αυτούς που περιέχουν Cr₂O₃>6%, που είναι οπτικά αρνητικοί.

Πίνακας 3.6: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χλωριτών της περιοχής μελέτης.

Δουνίτης πλούσιος σε χρωμίτη						Συμπαγές μετάλλευμα						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	38,25	29,71	30,99	34,20	33,60	32,86	31,52	33,13	32,82	32,15	32,49	33,77
TiO ₂	0,00	0,00	0,17	0,08	0,10	0,27	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	8,07	18,16	19,31	14,42	14,76	16,36	16,70	14,21	14,50	17,21	16,01	15,86
Cr ₂ O ₃	5,98	4,58	2,42	3,54	3,11	2,92	3,95	3,15	3,53	2,30	2,70	1,89
FeO	1,32	1,07	0,88	1,43	1,26	1,25	1,18	1,03	0,93	1,26	1,25	1,13
MnO	0,00	0,04	0,27	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
MgO	33,70	31,80	32,51	33,75	34,29	32,71	32,40	33,48	34,29	33,77	34,59	34,86
NiO	0,55	0,26	0,09	0,15	0,33	0,00	0,19	0,71	0,54	0,58	0,50	0,00
CaO	0,30	0,31	0,03	0,09	0,12	0,24	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09	0,16
Na ₂ O	0,39	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,15	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Σύνολο	88,56	86,10	86,83	87,68	87,61	86,64	85,94	85,90	86,60	87,39	87,72	87,67
Κατανομή ιόντων με βάση 14 (O)												
Si	3,562	2,849	2,914	3,193	3,142	3,096	3,008	3,161	3,109	3,012	3,039	3,133
Al IV	0,438	1,151	1,086	0,807	0,858	0,904	0,992	0,839	0,891	0,988	0,961	0,867
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al VI	0,448	0,902	1,055	0,780	0,768	0,913	0,887	0,759	0,728	0,913	0,804	0,867
Ti	0,000	0,000	0,012	0,005	0,007	0,019	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,440	0,347	0,180	0,261	0,230	0,217	0,298	0,238	0,264	0,171	0,200	0,138
Fe	0,103	0,086	0,069	0,111	0,099	0,099	0,094	0,083	0,074	0,098	0,097	0,088
Mn	0,000	0,003	0,021	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000
Mg	4,678	4,546	4,557	4,698	4,780	4,594	4,610	4,762	4,842	4,717	4,823	4,822
Ni	0,041	0,020	0,007	0,011	0,025	0,000	0,014	0,054	0,041	0,044	0,038	0,000
Ca	0,030	0,032	0,003	0,009	0,012	0,025	0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,016
Na	0,070	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,001	0,018	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
X	5,810	5,965	5,923	5,879	5,925	5,868	5,903	5,908	5,949	5,954	5,979	5,931
Fe/ (Fe+Mg)	0,021	0,019	0,015	0,023	0,020	0,021	0,020	0,017	0,015	0,020	0,020	0,018

Για την ονοματολογία των χρωμιούχων χλωριτών προτάθηκαν διάφορα ονόματα. Στο παρελθόν για αυτό το λόγο είχαν προταθεί πέντε διαφορετικά ονόματα (Dana 1982, από McCormick 1975): καιμερερίτης, ροδοφυλλίτης, χρωμιούχος χλωρίτης, ροδοχρωμίτης και κουτσουβεΐτης. Ο Hey (1954) πρότεινε ότι δεν απαιτείται η χρήση ιδιαίτερου ονόματος για τους χλωρίτες με $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 4\%$, αλλά απλά το πρόθεμα χρωμιο- στην τυπική ονοματολογία που καθόρισε, ενώ για περιεκτικότητες $> 4\%$ έδωσε το όνομα κουτσουβεΐτης.

Αργότερα, ο Lapham (1958) πρότεινε το όνομα καιμερερίτης για τους χρωμιούχους χλωρίτες στους οποίους το Cr^{3+} καταλαμβάνει οκταεδρικές και κουτσουβεΐτης για αυτούς στους οποίους καταλαμβάνει τετραεδρικές θέσεις. Από περαιτέρω μελέτες όμως αποδείχθηκε ότι το Cr στους φυσικούς χλωρίτες δεν καταλαμβάνει τετραεδρικές θέσεις (π.χ. Burns and Burns 1975, Bish 1977, Philips et al. 1980). Έτσι, ο Bish (1977) υποστήριξε την πρόταση του Bayliss (1975) ότι τα ονόματα καιμερερίτης και κουτσουβεΐτης θα μπορούσαν να μη χρησιμοποιούνται. Αντί αυτών να χρησιμοποιούνται τα προθέματα "Cr" ή χρωμιούχος (chromian) στο συνηθισμένο όνομα του χλωρίτη με βάση τη γενική τους ονοματολογία (Bailey 1988) (τα ονόματα καιμερερίτης και κουτσουβεΐτης χρησιμοποιούνται ακόμα ευρέως στη διεθνή βιβλιογραφία).



Σχήμα 3.4: Προβολή των συστάσεων των χλωριτών στο διάγραμμα ταξινόμησης και ονοματολογίας κατά Hey (1954).

Σύμφωνα με τα παραπάνω, οι χλωρίτες της παρούσας μελέτης ονομάζονται χρωμιούχο κλινόχλωρο και χρωμιούχος πεννίνη.

Από τον Πίνακα 3.7 όπου αναγράφονται οι περιεκτικότητες σε Cr_2O_3 που βρέθηκαν σε χλωρίτες διάφορων ελληνικών χρωμιτοφόρων θέσεων, παρατηρείται ότι οι χλωρίτες της περιοχής μελέτης έχουν σχετικά ενδιάμεσες τιμές Cr_2O_3 , ενώ τα αποτελέσματα περιλαμβάνονται στα όρια που έδωσαν οι Michailidis (1993), Christofides et al. (1994) και Michailidis and Sklavounos (1996) για τους χλωρίτες των χρωμιτικών εμφανίσεων της Δυτικής Χαλκιδικής (1,91-7,44% Cr_2O_3).

Σχετικά με τη γένεση των χρωμιούχων χλωριτών, γίνεται αποδεκτό από τους περισσότερους ερευνητές (π.χ. Jan et al. 1984, Michailidis 1991, 1993, 1995, Christofides et al. 1994, Michailidis et al. 1995, Michailidis and Sklavounos 1996, Μπαντή 2002) ότι αυτή συνδέεται με την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη. Το Al (και σε μικρότερο βαθμό το Cr) που ελευθερώνεται από το χρωμίτη στις ζώνες σιδηροχρωμίτη αντιδρά με το σερπεντινικό υλικό, το οποίο σταδιακά μετατρέπεται σε Al-Cr-σερπεντίνη και Cr-χλωρίτη.

Πίνακας 3.7. Περιεκτικότητες σε Cr_2O_3 του χλωρίτη διαφόρων χρωμιτοφόρων περιοχών της Ελλάδας.

Περιοχή/Συγγραφέας	Cr_2O_3 % κ.β.
1. Γομάτι, Α. Χαλκιδική Scarpelis and Economou (1978)	0,31-3,62
2. Περιοχή Ροδόπης Magganas and Economou (1988)	4,90-5,89
3. Περιοχές Δ. Χαλκιδικής Michailidis (1993), Christofidis et al. (1994), Michailidis and Sklavounos (1996)	1,91-7,44
4. Νέα Ρόδα, Α. Χαλκιδική Michailidis et al. (1995)	2,49-4,58
5. Έδεσσα Μπαντή (2002)	0,25-10,34
6. Περιοχή Γερακινής-Ορμύλιας	1,89-4,58

3.3.7. Σουλφίδια

Σουλφίδια έχουν βρεθεί και αναλυθεί σε όλους τους τύπους πετρογραφικών δειγμάτων, δηλαδή στους γάββρους, τους πυροξενίτες, τους χαρτσβουργίτες και το δουνίτη. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή αυτών δίνονται στον Πίνακα 3.8, όπου δίνεται και η κατανομή των ιόντων με βάση το στοιχειομετρικό τύπο καθενός ορυκτού. Με βάση το συνολικό αριθμό των αναλύσεων έχουν συσταθεί διαγράμματα (Σχήμα 3.7) για την καλύτερη παράσταση της σύστασης των ορυκτών αυτών.

3.3.7.1. Πεντλανδίτης

Ο πεντλανδίτης έχει στοιχειομετρικό τύπο M_9S_8 , όπου $M=Fe, Ni, Co$. Υπάρχει μια ευρεία σειρά μεικτών κρυστάλλων μεταξύ των ακραίων μελών Ni_9S_8 , Fe_9S_8 και Co_9S_8 . Ο λόγος M/S στον ιδεατό τύπο έχει τιμή 1.125, οι περισσότεροι φυσικοί πεντλανδίτες όμως παρουσιάζουν μια έλλειψη θείου σε σχέση με τον ιδεατό τύπο (Knop et al. 1965, Harris and Nickel 1972, Mistra and Fleet 1974).

Ο πεντλανδίτης που μελετήθηκε (Πίνακας 3.8) χαρακτηρίζεται από τις παρακάτω περιεκτικότητες σε κύρια στοιχεία: $Ni = 21,19-36,14\%$, $Fe = 16,01-29,84\%$, $Co=0,41-1,16\%$, $Cu = 0,00-3,91\%$ και $S=32,93-34,47\%$. Σε ίχνη έχουν βρεθεί τα στοιχεία Mn και As. Ο λόγος M/S βρέθηκε να κυμαίνεται μεταξύ 1,026 και 1,168, ενώ ο λόγος $Fe/Ni= 0,443-1,23$ και ο λόγος $Co/Ni= 0,017-0,044$.

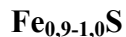
Ο στοιχειομετρικός τύπος του ορυκτού κυμαίνεται στα παρακάτω όρια:



3.3.7.2. Μαγνητοπυρίτης

Ο μαγνητοπυρίτης έχει στοιχειομετρικό τύπο FeS και πάντοτε μια έλλειψη Fe μέχρι και το 1/8 της στοιχειομετρικής ποσότητας.

Ως περιεκτικότητες των κύριων στοιχείων βρέθηκαν οι εξής: $Fe = 45,49-50,04\%$, $Ni = 0,09-5,64\%$, $Co = 0,07-0,39\%$ ενώ σε ίχνη βρέθηκαν τα στοιχεία Cu (έως 0,18%), Mn (<0,03) και As (<0,41). Ο λόγος M/S κυμαίνεται από 0,892 έως 1,081, ενώ η στοιχειομετρική αναλογία του Fe κυμαίνεται από 0,890-1,013 με βάση το 1 άτομο S, οπότε ο στοιχειομετρικός τύπος μπορεί να γραφεί:



3.3.7.3. Βιολαρίτης

Ο βιολαρίτης ανήκει στην ομάδα του λιννέϊτη, με γενικό τύπο δομής M_3S_4 ή κατά Ramdohr (1969) $R^{II}R^{III}_2S_4$, όπου $R^{II}= Fe, Ni, Co, Cu$ και $R^{III}= Co, Ni$. Ο λόγος M/S στον ιδεατό τύπο έχει τιμή 0,75.

Οι περιεκτικότητες του ορυκτού σε κύρια στοιχεία, όπως υπολογίστηκαν από τις χημικές αναλύσεις είναι $Fe: 0,16-1,47\%$, $Ni: 32,74-34,89\%$, $Co: 10,08-10,11\%$ και $Cu: 1,29-0,65\%$. Σε ίχνη βρέθηκε το στοιχείο Mn (<0,08%).

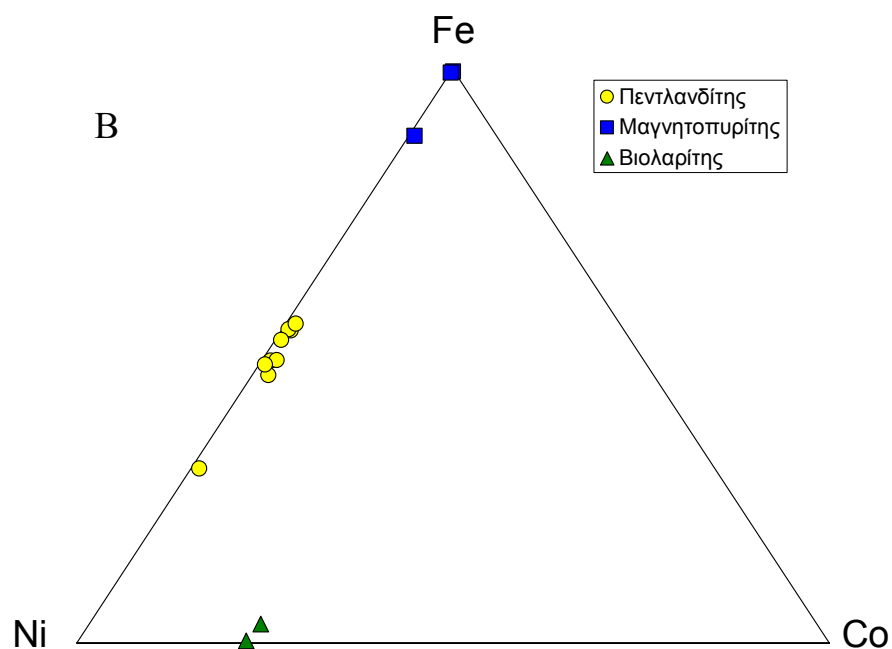
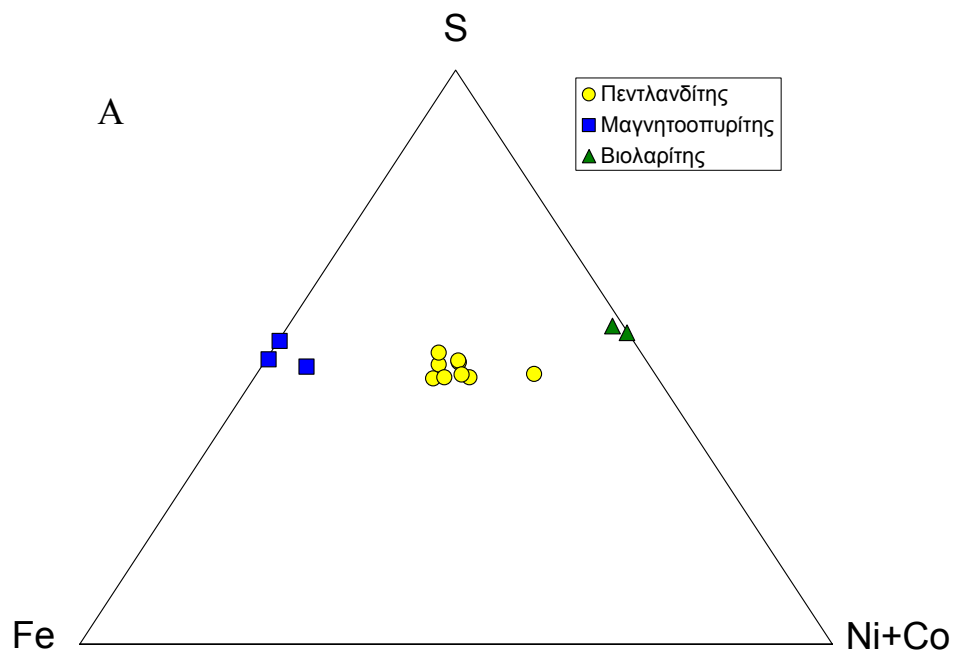
Ο στοιχειομετρικός τύπος του ορυκτού κυμαίνεται στα παρακάτω όρια:



Πίνακας 3.8: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή σουλφιδίων της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας.

Δείγμα	Πεντλανδίτης							Μαγνητοπυρίτης			Βιολαρίτης	
	3GD6	GD15		GD13	GP3			ADP1	GP3		GD8	GD8
A/A	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	1	2
Fe	24,89	23,96	16,01	27,67	25,56	29,84	28,26	46,98	50,04	45,49	0,16	1,47
Ni	27,34	24,22	36,14	22,53	26,73	23,11	24,82	0,09	0,29	5,64	34,89	32,74
Co	1,19	0,59	0,60	0,66	0,41	0,74	0,46	0,17	0,07	0,39	10,08	10,11
Cu	0,03	3,91	0,51	0,95	0,20	0,19	0,00	0,00	0,18	0,02	1,29	0,65
Mn	0,06	0,01	0,03	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,08	0,02
As	0,15	0,38	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00
S	46,34	46,92	46,71	48,16	46,65	46,12	46,43	52,76	49,39	48,05	53,49	55,01
Σύνολο	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00
Κατανομή ιόντων με βάση x άτομα S*												
Fe	4,297	4,085	2,742	4,596	4,383	5,176	4,869	0,890	1,013	0,947	0,012	0,107
Ni	4,719	4,130	6,190	3,743	4,584	4,009	4,277	0,002	0,006	0,117	2,609	2,381
Co	0,205	0,101	0,103	0,110	0,070	0,128	0,079	0,000	0,001	0,008	0,754	0,735
Cu	0,005	0,667	0,087	0,158	0,034	0,033	0,000	0,000	0,004	0,000	0,097	0,047
Mn	0,010	0,002	0,005	0,003	0,007	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,006	0,001
As	0,026	0,065	0,000	0,000	0,070	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000
S	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	1,000	1,000	1,000	4,000	4,000
Σύνολο	17,263	17,049	17,127	16,610	17,149	17,346	17,230	1,892	2,025	2,081	7,478	7,271
M/S	1,158	1,131	1,141	1,076	1,144	1,168	1,154	0,892	1,025	1,081	0,870	0,818
Fe/Ni	0,910	0,989	0,443	1,228	0,956	1,291	1,139	445,000	168,833	8,094	0,005	0,045
Co/Ni	0,044	0,024	0,017	0,029	0,015	0,032	0,019	0,000	0,167	0,068	0,289	0,309

* x= 8 για πεντλανδίτη, 1 για μαγνητοπυρίτη, 4 για βιολαρίτη



Σχήμα 3.7: Προβολή της σύστασης σουλφιδίων της περιοχής μελέτης στα τριγωνικά διαγράμματα Fe-(Ni+Co)-S (A) και Ni-Co-Fe (B) των Mistra and Fleet (1974).

4. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

4.1. Κοιτάσματα και εμφανίσεις χρωμίτη στην Ελλάδα

Η εξόρυξη χρωμίτη στην Ελλάδα άρχισε το 1880 και ένας μεγάλος αριθμός χρωμιτοφόρων θέσεων αποτέλεσε κατά καιρούς αντικείμενο μικρής ή μεγάλης μεταλλευτικής δραστηριότητας. Τα μεγαλύτερα όμως κέντρα εξόρυξης χρωμίτη αποτέλεσαν, όπως αναφέρθηκε και στην εισαγωγή, οι περιοχές Ερέτριας, Δομοκού, του ορεινού συγκροτήματος της Όθρυς και του Βούρινου (Ξερολίβαδο-Σκούμτσα), που λειτούργησαν μέχρι και την προηγούμενη δεκαετία.

Στην περιοχή του Βούρινου, εκτός από τα κοιτάσματα Ξερολίβαδου-Σκούμτσας, έχει βρεθεί ένας μεγάλος αριθμός μικρότερων χρωμιτοφόρων σωμάτων (Αετοράχες, Βοϊδόλακας, κ.α., Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1990) που θεωρούνταν αξιοποιήσιμα (Zachos 1973, Σταμούλης και Μήτρου 1990).

Οι περισσότερες από τις παλιότερες εκμετάλλευσης χρωμιτοφόρες περιοχές της χώρας (π.χ. Ροδόπη, Σουφλί, Χαλκιδική, Βέρμιο, Πιέρια, Όλυμπος, Θεσσαλία, κ.α.), δεν θεωρούνται σήμερα εκμεταλλεύσιμες. Αυτό συμβαίνει κυρίως για δύο λόγους: πρώτα γιατί το ύψος των αποθεμάτων θεωρείται μικρό, και έπειτα λόγω της ληστρικής εκμετάλλευσης που είχαν υποστεί κατά το παρελθόν. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι σε μερικές των παραπάνω περιπτώσεων όσον αφορά το ύψος των αποθεμάτων λείπει η συστηματική έρευνα.

Με την έρευνα των χρωμιτοφόρων περιοχών της Ελλάδας και τη μελέτη του χημισμού των ελληνικών χρωμιτών έχει ασχοληθεί ένας μεγάλος αριθμός ερευνητών, κυρίως Ελλήνων, αλλά και ξένων (π.χ. Πανάγος 1965, 1967, Burgath and Weiser 1980, Mussallam et al. 1981, Economou 1984, Economou et al. 1986, Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1990, Rassios and Kostopoulos 1990, Christodoulou and Michailidis 1990, Michailidis et al. 1995, Economou-Eliopoulos and Vacondios 1995, Economou-Eliopoulos et al. 1999, Μπαντή 2002)

Στο σύνολό τους τα κοιτάσματα-εμφανίσεις χρωμίτη της Ελλάδας θεωρούνται λοβόμορφα ή αλπικού τύπου ή οφειολιθικά και είναι Παλαιοζωικής-Ιουρασικής ή νεότερης ηλικίας. Σύμφωνα με τις τελευταίες μελέτες το πιθανότερο είναι να έχουν σχηματιστεί σε περιβάλλον περιθωριακών λεκανών, πάνω από ζώνη υποβύθισης (π.χ. Bebieen et al. 1980, Pearce et al. 1984, Economou et al. 1986, Μπαντή 2002). Φιλοξενούνται κατά το μεγαλύτερο μέρος σε διαφορετικού βαθμού σερπεντινωμένους μανδουακούς χαρτσβουργίτες και λιγότερο συχνά σε σωρειτικούς δουνίτες.

Η μορφή του μεταλλεύματος που συναντάται στα ελληνικά κοιτάσματα καλύπτει όλους τους μορφολογικούς τύπους των λοβόμορφων κοιτασμάτων: συμπαγές, διάσπαρτο, ταινιωτό (schlieren), τύπου λεοπαρδάλεως. Το μέταλλευμα στις περισσότερες περιοχές είναι υψηλού-Cr μεταλλουργικού τύπου, αλλά υπάρχουν και περιοχές με υψηλού-Al πυρίμαχου τύπου (π.χ. Τσαγκλί, Ροδιανή και Κίσσαβος Βούρινου, Γομάτι Χαλκιδικής, Ραγάδα Ροδόπης)

4.2. Μεταλλοφόρες θέσεις της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας

Σύμφωνα με τους Ζάχος και Μαράτος (1965) και Burgath and Weisser (1980), στην περιοχή μελέτης υπήρξε παλαιότερα εκμετάλλευση χρωμίτη σε πέντε διαφορετικές θέσεις με τις επωνυμίες: Άγιος Δημήτριος, Τσιγρέικα, Τζιουμάνι, Γερομανιλάκι και Δενδράδικο.

Συνολικά και σε διαφορετικές περιόδους εξορύχθηκαν 80.000 τόνοι χρωμιτικού μεταλλεύματος, το οποίο συνήθως υφίστατο επιτόπου χειροδιαλογή. Η εκμετάλλευση γινόταν με υπόγεια έργα (στοές), τα οποία διασώζονται σε δύο θέσεις, Άγιος Δημήτριος και Τζιουμάνι, όπου διατηρείται στην είσοδο των στοών αρκετό μέταλλευμα διάσπαρτου ή ταινιωτού τύπου. Τέτοια στοά στην περιοχή του Αγίου Δημητρίου φαίνεται στην Εικόνα 4.1. Οι υπόλοιπες θέσεις έχουν καλυφθεί από υλικά της εκμετάλλευσης λευκολίθου, που συνεχίζεται στην περιοχή μέχρι σήμερα. Η πρόσβαση μέσα στις στοές δεν είναι πια δυνατή, ώστε να ερευνηθεί σε λεπτομέρεια η μορφή και η έκταση των μεταλλοφόρων σωμάτων. Για το λόγο αυτό, οι παρατηρήσεις μας στηρίχθηκαν στο υλικό που παραμένει έξω από τις στοές.



Εικόνα 4.1: Παλαιά στοά μεταλλείων στην περιοχή Αγίου Δημητρίου.

4.3. Μορφολογικοί τύποι μεταλλεύματος γενικά της Χαλκιδικής και ειδικότερα της περιοχής μελέτης

Οι συγκεντρώσεις χρωμίτη γενικά στο σύμπλεγμα της Δυτικής Χαλκιδικής συνδέονται με το δουνίτη, αλλά μερικές φορές παρατηρούνται και μέσα σε σερπεντίνη που προέκυψε από αρχικό δουνίτη (Mussallam et al. 1981, Economou 1984, Christodoulou and Michailidis 1990). Στην περιοχή μελέτης έχει βρεθεί

μεταλλοφορία χρωμίτη μέσα σε δουνίτη που παρουσιάζεται σε διαφορετικό βαθμό σερπεντινιωμένος.

Το μετάλλευμα για την περιοχή Δυτικής Χαλκιδικής κυμαίνεται από διάσπαρτο έως συμπαγές (Mussallam et al. 1981, Economou 1984, Christodoulou and Michailidis 1990). Το ίδιο έχει διαπιστωθεί και για την περιοχή μελέτης.

Ο πιο συχνός τύπος μεταλλεύματος που παρατηρείται στο σύμπλεγμα της Δυτικής Χαλκιδικής είναι στρώματα μικρού πάχους από διάσπαρτο έως συμπαγή χρωμίτη, που διαχωρίζονται από ολιβινικές ζώνες. Τα στρώματα αυτά έχουν γενική διεύθυνση που συμφωνεί με αυτή της ζώνης του συμπλέγματος. Το πάχος τους κυμαίνεται συνήθως από μερικά έως 20mm, ενώ σπάνια φτάνει και τα 5cm (Mussallam et al. 1981, Economou 1984, Christodoulou and Michailidis 1990, Michailidis and Sklavounos 1996).

Άλλες μορφές μεταλλεύματος που έχουν παρατηρηθεί, χαρακτηριστικές για τους λοβόμορφου τύπου χρωμίτες (Thayer 1969) είναι ταινίες συμπαγούς χρωμίτη μικρού πάχους με μη καλά διακρινόμενα όρια μέσα στο δουνίτη (π.χ. Βάβδος, Christodoulou and Michailidis 1990), μικροί λοβοειδείς ή ραβδοειδείς σχηματισμοί και ταινιοειδείς μορφές χρωμίτη (Christodoulou and Hirst 1985).

Επίσης, μετάλλευμα τύπου λεοπάρδαλης βρέθηκε στο Τριάδι. Το μέγεθος των σφαιροειδών συσσωματωμάτων είναι μικρό, κάτω από 5 cm κατά μήκος του μεγάλου τους άξονα (Christodoulou and Michailidis 1990).

Στην περιοχή μελέτης έχουν παρατηρηθεί τρεις μορφολογικοί τύποι μεταλλεύματος:

α) Διάσπαρτο μετάλλευμα με περιεκτικότητα σε χρωμίτη πάνω από 5%.

β) Μετάλλευμα μορφής ταινιών (schlieren), που αποτελείται από εναλλαγή ζωνών συμπαγούς έως διάσπαρτου μεταλλεύματος και δουνίτη.

γ) Συμπαγές μετάλλευμα σε μορφή φακών, λοβών ή λεπτών πλακών.

Έγινε δειγματοληψία από τις δύο θέσεις, Αγ. Δημητρίου και Τζιουμάνι, καθώς και από θέσεις εντός του λατομείου εκμετάλλευσης λευκολίθου, όπου βρέθηκε κυρίως μετάλλευμα μορφής ταινιών (ταινιωτό) και σε μικρότερη έκταση μικρών λοβών ημισυμπαγές-συμπαγές μετάλλευμα.

Για τη μελέτη της ορυκτολογίας και των ιστολογικών χαρακτηριστικών της μεταλλοφορίας της περιοχής Γερακινής-Ορμούλιας κατασκευάστηκαν στιλπνές και λεπτές-στιλπνές τομές σε αντιπροσωπευτικά δείγματα όλων των θέσεων δειγματοληψίας.

4.4. Περιγραφή του μεταλλεύματος στις θέσεις δειγματοληψίας

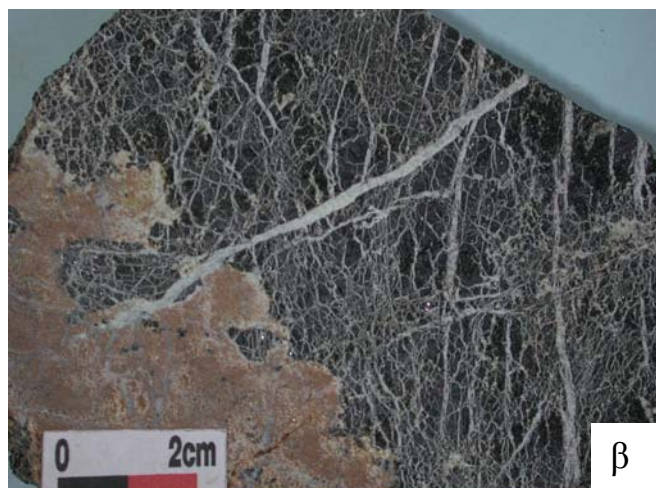
4.4.1. Περιοχή Άγιος Δημήτριος

Στην περιοχή του Αγίου Δημητρίου συναντήθηκε κυρίως συμπαγές μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο μετάλλευμα μορφής ταινιών ή λοβών μέσα στον αλλοιωμένο δουνίτη (Εικόνα 4.2α).

Ο δουνίτης που φιλοξενεί το συμπαγές μετάλλευμα έχει χρώμα καστανο-κεραμέρυθρο (Εικόνες 4.2β,γ) και είναι σχετικά σκληρός λόγω της πυριτίωσης που υφίσταται από το διοξειδίο του πυριτίου που απελευθερώνεται πιθανότατα από διαδικασίες σχηματισμού ανθρακικών.



α



β



γ



δ



ε

Εικόνα 4.2: Μακροσκοπικές φωτογραφίες του μεταλλεύματος της περιοχής Αγίου Δημητρίου.

α. Αδρόκοκκο συμπαγές μέταλλευμα.

β. Συμπαγές μέταλλευμα που διατέμνεται από φλεβίδια ανθρακικού υλικού (λευκά).

γ. Ταινιωτό μέταλλευμα, που διατέμνεται από διαφορετικού πάχους φλεβίδια ανθρακικών (λευκά).

δ. Συμπαγές μέταλλευμα μαζί με ανθρακικά και σχηματισμούς διοξειδίου του πυριτίου

ε. Θραύσματα συμπαγούς μεταλλεύματος χρωμίτη (μαύρο) με συνδετική ύλη δευτερογενή ανθρακικά και πυριτικά ορυκτά (λευκά).

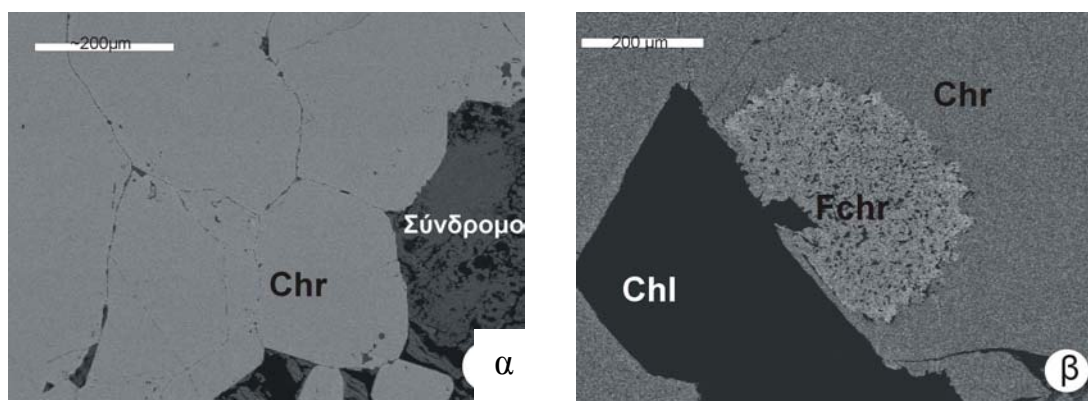
Συχνά το μετάλλευμα διατρέχεται από ένα δίκτυο φλεβών ανθρακικών (Εικόνες 4.2β,γ). Επίσης μπορεί να διατέμνεται από πυριτικές φλέβες, ενώ μπορεί να αναπτύσσονται και κονδυλώδεις δομές λεπτοκρυσταλλικού διοξειδίου του πυριτίου, μέσα στις οποίες σχηματίζονται κενά όπου έχουν τη δυνατότητα να αναπτύσσονται ελεύθερα κρύσταλλοι διοξειδίου του πυριτίου (Εικόνα 4.2δ). Οι φλέβες, όπως φαίνεται και στις παραπάνω εικόνες, διατέμνουν και το δουνίτη-ξενιστή.

Υπάρχουν ενδείξεις στο μετάλλευμα ζωνών τεκτονισμού, καθώς παρατηρείται λατυποποιημένος χρωμίτης, όπου γωνιώδη κομμάτια του πλέουν μέσα σε πυριτικό-ανθρακικό υλικό (Εικόνα 4.2ε). Οι Michailidis and Sklavounos (1996) αναφέρουν ότι αυτή η θραυσιγενής παραμόρφωση είναι αποτέλεσμα διατμήσεων και ρηγματώσεων κατά τη διάρκεια και μετά την τοποθέτηση των οφειολίθων της περιοχής.

Μερικές φορές στην περιοχή συναντώνται δομές που θυμίζουν διαδικασίες πρωταρχικής μαγματικής κρυστάλλωσης, οι οποίες όμως έχουν υποστεί παραμόρφωση από κάποια νεότερη αιτία, όπως φαινόμενα τεκτονισμού και διείσδυσης ανθρακικών, που αναφέρθηκαν παραπάνω.

Συλλέχθηκαν δείγματα τόσο από το συμπαγές αδρόκοκκο μετάλλευμα, όσο και από το μετάλλευμα που διατρέχεται από φλέβες ανθρακικών. Από τα δείγματα αυτά κατασκευάστηκαν λεπτές και στιλπνές τομές για παρατήρηση στο μικροσκόπιο.

Στο αδρόκοκκο, συμπαγές μετάλλευμα οι κρύσταλλοι του χρωμίτη εμφανίζουν μέγεθος μέχρι και >2mm. Βρίσκονται σε επαφή μεταξύ τους, σχηματίζοντας χαρακτηριστικό πολυγωνικό ιστό με τριπλά σημεία (Εικόνα 4.3α). Αυτό αποτελεί ένδειξη ότι διατηρούνται ακόμα φυσικές πρωτογενείς μαγματικές υφές. Ο χρωμίτης συνήθως παρουσιάζεται σε διαφορετικό βαθμό κατακλασμένος (Εικόνες 4.4α-δ). Με την αύξηση της αναλογίας πυριτικών -χρωμίτη το μετάλλευμα μεταβαίνει σταδιακά στον ημισυμπαγή και διάσπαρτο τύπο.



Εικόνα 4.3: Φωτογραφίες σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο του συμπαγούς μεταλλεύματος της περιοχής Αγίου Δημητρίου.

α. Συμπαγές μετάλλευμα με χαρακτηριστικό πολυγωνικό ιστό.

β. Αλλοίωση χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη υπό μορφή φωτεινότερης και διάστικτης περιοχής.

(Συμβολισμός: **Chr**=χρωμίτης, **Fchr**=σιδηροχρωμίτης, **Chl**=χλωρίτης)

Στις περιοχές όπου αφθονούν τα ανθρακικά, οι κατακλάσεις των χρωμιτικών κόκκων διευρύνονται και γεμίζουν με σύνδρομα, τα οποία αποτελούνται κυρίως από ανθρακικά (Εικόνες 4.4α-δ). Τα φλεβίδια ανθρακικών συχνά δείχνουν σε γενικές γραμμές παράλληλη διάταξη.

Οι χρωμίτες που βρίσκονται στις θέσεις μετάβασης από το μετάλλευμα στον χωρίς χρωμίτη δουνίτη είναι υπιδιόμορφοι έως αλλοτριόμορφοι. Ειδικά οι κόκκοι που βρίσκονται μέσα στον στείρο ξενιστή δουνίτη μπορεί να είναι αποστρογγυλεμένοι ή και με ακανόνιστη περιφέρεια, που μπορεί να εγκολπώνει πυριτικά ορυκτά. Παρουσιάζουν επίσης κατακλαστική υφή, με ρωγμές γεμάτες κυρίως με ανθρακικά ορυκτά, αλλά και με σερπεντίνη.

Εκτός από όσα αναφέρθηκαν στην παραπάνω περιγραφή, στους χρωμίτες της περιοχής παρατηρείται και μετατροπή τους σε σιδηροχρωμίτη. Τον όρο "σιδηροχρωμίτης" χρησιμοποίησε πρώτος ο Spangerberg (1943), για να περιγράψει τα υψηλότερης ανακλαστικότητας περιθώρια μεμονωμένων χρωμιτικών κόκκων μέσα στους σερπεντίνες. Ο όρος από τότε επικράτησε στη βιβλιογραφία. Ο σιδηροχρωμίτης είναι κατά τον Spangerberg (1943) ένα προϊόν εξαλλοίωσης του χρωμίτη, που είναι φτωχό σε Mg, Al και πλούσιο σε Fe, αλλά δεν αντιπροσωπεύει ορυκτολογική φάση με καθορισμένη σύσταση. Με τη μορφή και τη σύσταση του σιδηροχρωμίτη ασχολήθηκε μετά τον Spangerberg πλήθος ερευνητών (π.χ. Panagos and Ottelman 1966, Golding and Bayliss 1968, Δήμου 1968, Beeson and Jackson 1969, Frisch 1971, Springer 1974, Bliss and MacLean 1975, Evans and Frost 1975, Pinsent and Hirst 1977, Scarpelis and Economou 1978, Panayotou 1978, Οικονόμου 1979, Μιχαηλίδης 1982, Takla 1982, Whittaker and Watkinson 1986, Fleet et al. 1993, Michailidis 1990, 1993, 1995, Angeli et al. 2001 κ.α.)

Ο σιδηροχρωμίτης στην περιοχή σχηματίζεται στα περιθώρια ή κατά μήκος διαρρήξεων των κόκκων χρωμίτη και εμφανίζεται κυρίως με δύο μορφές:

α) ως "αποχρωματισμένες" σε σχέση με τον υπόλοιπο κόκκο περιοχές, εμφανίζοντας διαφορετικές διαβαθμίσεις του τεφρού (Εικόνα 4.4β)

β) ως φωτεινές (συνήθως φωτεινότερες σε σχέση με την προηγούμενη περίπτωση) πυκνά διάστικτες περιοχές (Εικόνες 4.3β, 4.4α).

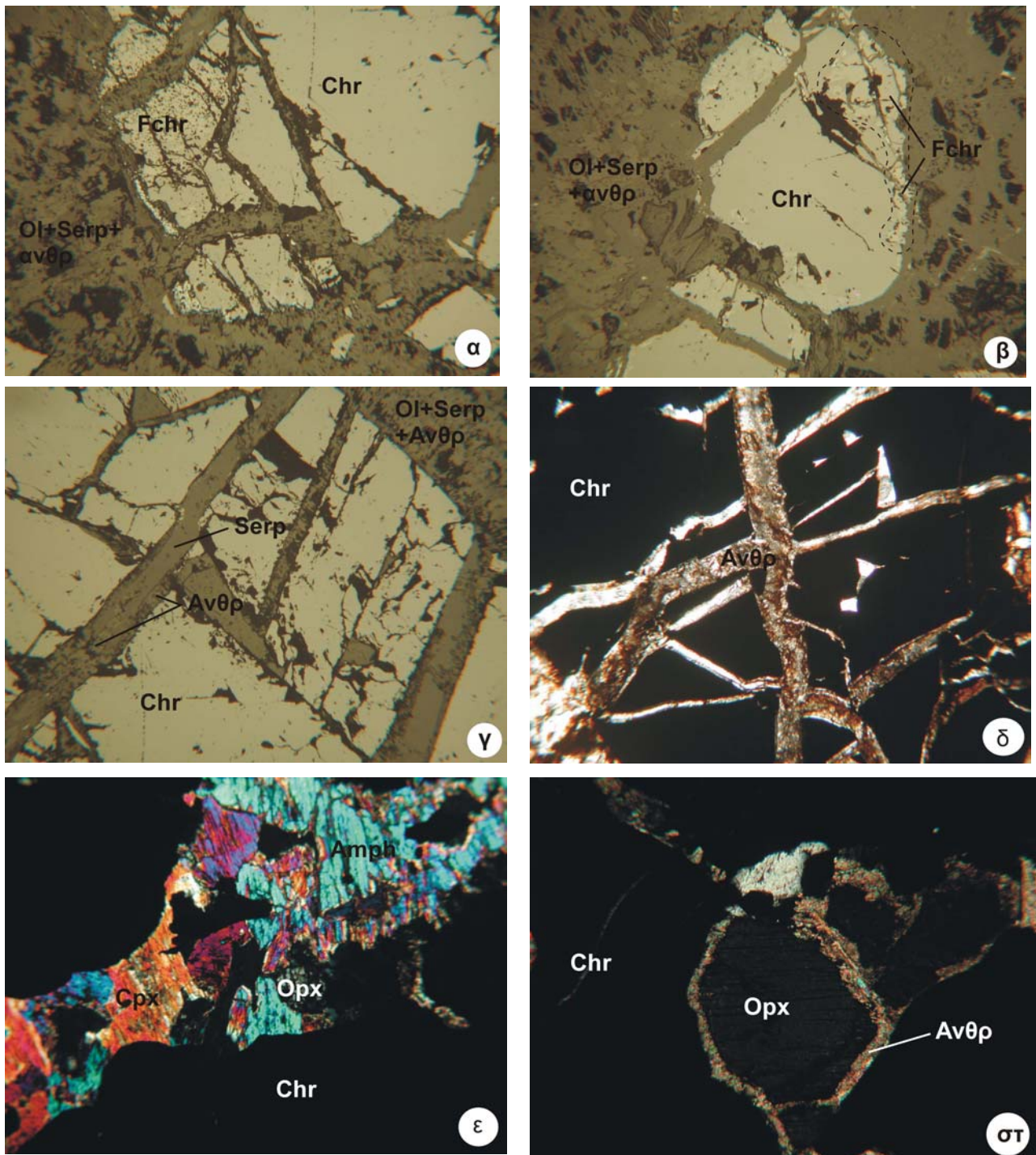
Η μετατροπή δε φαίνεται να συνοδεύεται από την παρουσία ανθρακικών ορυκτών, φαίνεται να συνοδεύεται όμως με την παρουσία των πυριτικών, καθώς οι κόκκοι εμφανίζονται μόνο ελάχιστα αλλοιωμένοι στο συμπαγές και πιο έντονα στις θέσεις μετάβασης από το μετάλλευμα στον χωρίς χρωμίτη δουνίτη και μέσα στον ξενιστή.

Τα σύνδρομα ορυκτά του μεταλλεύματος είναι κυρίως ο ολιβίνης, ο σερπεντίνης, τα ανθρακικά, οι πυρόξενοι η αμφίβολος και ο χλωρίτης (Εικόνες 4.4α-στ).

Ο ολιβίνης και ο σερπεντίνης παρουσιάζουν σκούρο καστανοκόκκινο χρώμα, πιθανότατα λόγω παρουσίας οξειδίων του σιδήρου, που μερικές φορές τα καθιστούν σχεδόν αδιαφανή.

Ο ολιβίνης είναι το κύριο ορυκτό του πετρώματος – ξενιστή της συμπαγούς-ημισυμπαγούς μεταλλοφορίας. Οι κόκκοι του ολιβίνης είναι σπασμένοι και μετατρέπονται σε σερπεντίνη, σχηματίζοντας νησοειδείς μορφές.

Ο σερπεντίνης αναπτύσσεται κυρίως στα σπασίματα του ολιβίνης και λιγότερο διεισδύει μέσα στα μεταλλικά. Οι μορφές σερπεντίνης που παρατηρούνται είναι του λιζαρδίτη και χρυσοτίλη και σπανιότερα και μόνο τοπικά εκείνη του αντιγορίτη, με αλληλοδιεισδύοντα μικρά ελάσματα.



Εικόνα 4.4: Μικροφωτογραφίες σε πολωτικό μικροσκόπιο του μεταλλεύματος της περιοχής Αγίου Δημητρίου. **α-γ:** ανακλώμενο φως, N(-), η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 1,48mm, **δ-στ:** διερχόμενο φως, N(+), η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3,7mm.

α-β: Κατακλασμένοι χρωμιτικοί κόκκοι σε διάσπαρτο μέταλλευμα, που παρουσιάζουν τοπικά μετατροπή σε σιδηροχρωμίτη.

γ: Κατακλασμένος χρωμίτης με τα διευρυμένα σπασίματα να πληρούνται από σερπεντίνη και ανθρακικά ορυκτά.

δ: Δίκτυο φλεβών ανθρακικών ορυκτών στο κατακλασμένο, συμπαγές μέταλλευμα.

ε,στ: Ανάπτυξη συνδρόμων ορυκτών στα διάκενα των χρωμιτικών κόκκων συμπαγούς μεταλλεύματος. (Συμβολισμός: **Chr:** χρωμίτης, **Fchr:** σιδηροχρωμίτης, **Ol:** ολιβίνης, **Opx:** ορθοπυρόξενος, **Cpx:** κλινοπυρόξενος, **Serp:** σερπεντίνη, **Amph:** αμφίβολος, **ανθρ:** ανθρακικά ορυκτά)

Οι πυρόξενοι, η αμφίβολος και ο χλωρίτης εμφανίζονται στα διάκενα του χρωμίτη του συμπαγούς μεταλλεύματος (Εικόνες 4.3β, 4.4ε,στ) . Οι πυρόξενοι μπορεί να είναι ορθοπυρόξενοι ή κλινοπυρόξενοι, που εμφανίζονται αλλοτριόμορφοι λόγω αλλοίωσης, κυρίως σε αμφίβολο. Η αμφίβολος και ο χλωρίτης είναι δευτερογενή ορυκτά και συχνά συνοδεύονται και από λεπτομερή ανθρακικά.

Τα ανθρακικά είναι λεπτομερή και μπορεί να αναπτύσσονται είτε σε δίκτυο φλεβών μαζί ή χωρίς σερπεντίνη στο κατακλασμένο μετάλλευμα (Εικόνες 4.4γ,δ) είτε σε επουσιώδεις ποσότητες να συνοδεύουν τα ορυκτά στα διάκενα του χρωμίτη του συμπαγούς μεταλλεύματος (εικόνα 4.4στ). Στην περίπτωση των φλεβών συχνά έχουν ινώδη ανάπτυξη και τοποθετούνται οδοντωτά, με τις ίνες κάθετες στις χρωμιτικές φλέβες. Με τη βοήθεια του μικροαναλυτή βρέθηκε ότι έχουν σύσταση κυρίως δολομιτική.

4.4.2. Περιοχή Τζιουμάνι

Στην περιοχή Τζιουμάνι βρέθηκε μετάλλευμα συμπαγές-ημισυμπαγές ταινιωτό και διάσπαρτο. Το πέτρωμα-ξενιστής είναι αλλοιωμένος δουνίτης, που έχει μακροσκοπικά χρώμα κεραμέρυθρο.

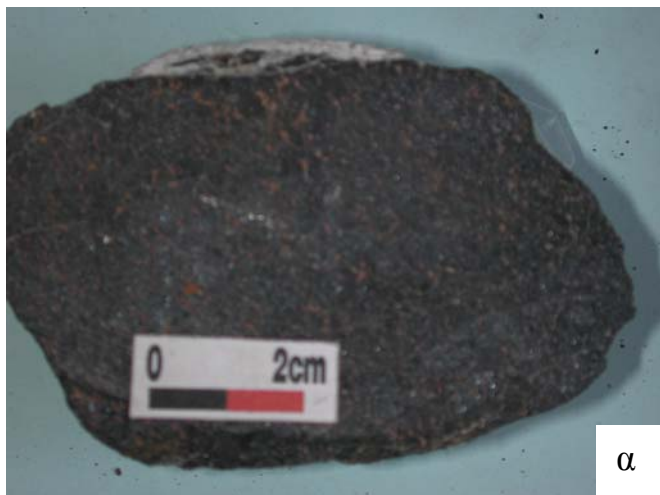
Μακροσκοπική φωτογραφία συμπαγούς μεταλλεύματος φαίνεται στην Εικόνα 4.5α.

Στο ταινιωτό συνήθως εναλλάσσονται ταινίες πιο πυκνού με ταινίες διάσπαρτου μεταλλεύματος (Εικόνες 4.5β-ε)

Το ταινιωτό μετάλλευμα μπορεί να μεταβαίνει και σε πυκνό διάσπαρτο μετάλλευμα (Εικόνα 4.5γ), αλλά το διάσπαρτο μετάλλευμα μπορεί να έχει και τη μορφή μικρών τοπικών συγκεντρώσεων χρωμίτη μέσα στον κεραμέρυθρο, αλλοιωμένο δουνίτη.

Συχνά, όπως και στον Άγιο Δημήτριο, αλλά σε μικρότερη ένταση, παρατηρούνται ακανόνιστες φλέβες ανθρακικών να διατέμνουν μετάλλευμα και πέτρωμα ξενιστή (Σχήμα 4.5β-ε). Στο Σχήμα 4.5ε φαίνεται ταινιωτό μετάλλευμα, το οποίο διατρέχουν σχετικά παχιές φλέβες ανθρακικών ορυκτών, πλούσιες σε πυρίτιο, παράλληλα με τις ταινίες του μεταλλεύματος.

Στο μετάλλευμα είναι συχνά έκδηλη η επίδραση εφελκυστικών τάσεων με κατεύθυνση παράλληλη με τις ταινίες αυτού (Εικόνες 4.5β,ε). Ως αποτέλεσμα των εφελκυστικών τάσεων έχουν σχηματιστεί μικρές πτεροειδείς ή μεγαλύτερες ρωγμές, που έχουν γεμίσει με πυριτικό ή και ανθρακικό υλικό. Ιστοί εφελκυσμού (pull apart textures) έχουν αναφερθεί και από τους Michailidis and Sklavounos (1996) στην περιοχή Γερακινής-Ορμύλιας και ερμηνεύτηκαν ως το αποτέλεσμα πλαστικής παραμόρφωσης που προκλήθηκε από μετακίνηση (ροή) του υλικού όσο βρισκόταν ακόμα στο μανδύα και/ ή αύξησης του όγκου του πετρώματος-ξενιστή λόγω σερπεντινίωσης.



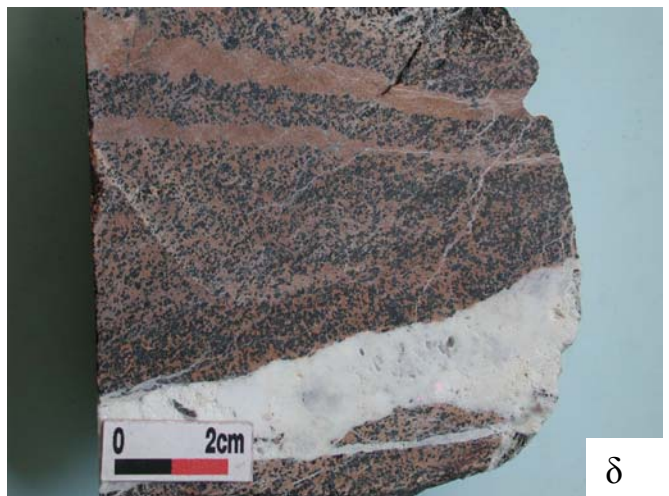
α



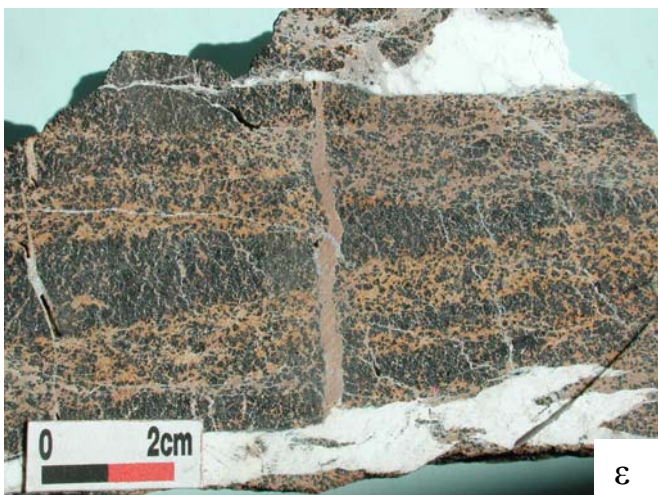
β



γ



δ



ε

Εικόνα 4.5. Μακροσκοπικές φωτογραφίες του μεταλλεύματος της περιοχής Τζιουμάνι.

α: Συμπαγές μετάλλευμα.

β-ε: Διάφορες μορφές ταινιωτού μεταλλεύματος: **β:** Παραμορφωμένο ταινιωτό μετάλλευμα που διαρρέεται από μικρότερα και μεγαλύτερα φλεβίδια ανθρακικών ορυκτών (άσπρα) και εμφανίζει ιστούς εφέλκυσμού. **γ:** Ταινιωτό μετάλλευμα που μεταβαίνει σε πυκνό διάσπαρτο. **δ:** Παραμορφωμένο ταινιωτό μετάλλευμα που διαρρέεται από φλέβα ανθρακικών (άσπρη) και διαχωρίζεται από ζώνες δουνίτη (καστανές-κεραμέρυθρες).

Μερικές φορές οι δομές που συναντώνται και στην περιοχή αυτή θυμίζουν πρωταρχικές μαγματικές δομές, που παραμορφώθηκαν, πιθανότατα λόγω δράσης μετέπειτα παραγόντων, π.χ. είσοδο ανθρακικών, τεκτονική παραμόρφωση, κ.λπ. (Εικόνες 4.5β-ε)

Από όλους τους παραπάνω τύπους μεταλλεύματος κατασκευάστηκαν στιλπνές τομές για παρατήρηση στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο.

Στο συμπαγές μετάλλευμα οι κόκκοι χρωμίτη, όπως και στην περίπτωση του Αγίου Δημητρίου έχουν μέγεθος που ξεπερνά συνήθως τα 2mm και έρχονται σε επαφή ο ένας με τον άλλο. Το συμπαγές μετάλλευμα μπορεί να μεταβαίνει σε ημισυμπαγές, με αύξηση της αναλογίας των πυριτικών μέσα σ' αυτό. Οι κόκκοι εμφανίζουν κατακλαστική υφή. Τα σπασίματα μπορεί να είναι ακανόνιστα, ή παράλληλα και κάθετα μεταξύ τους και συνήθως γεμίζουν με σύνδρομα ορυκτά.

Ο χρωμίτης μπορεί να μετατρέπεται σε διαφορετικό βαθμό σε σιδηροχρωμίτη. Η μετατροπή του ευνοείται στις περιφέρειες των κόκκων, στις ρωγμές και τα σπασίματα, ενώ ο βαθμός μετατροπής των κόκκων αυξάνει σε έντονα κατακλασμένες περιοχές και κυρίως με την αύξηση της συμμετοχής του συνδρόμου.

Στο ταινωτό μετάλλευμα ο χρωμίτης, όπως αναφέρθηκε, μετατρέπεται σε μεγαλύτερο βαθμό σε σιδηροχρωμίτη, ενώ τα σπασίματα των χρωμιτικών κόκκων εμφανίζονται αρκετά έως πολύ διευρυμένα και γεμίζουν με σύνδρομα (πυριτικά και ανθρακικά) ορυκτά.

Όσο μεταβαίνει το μετάλλευμα προς διάσπαρτο, οι κόκκοι χρωμίτη εμφανίζονται αποστρογγυλεμένοι, με ακανόνιστα όρια και συχνά περιβάλλονται από μία λεπτή ζώνη συνδρόμου, σύστασης όμοιας με των φλεβών που σχηματίζονται από τη διεύρυνση των σπασμάτων. Οι φλέβες πυριτικών μπορεί να έχουν απολήξεις μέσα στο χρωμιτικό κόκκο, ή να τον διαπερνούν τελείως. Ο βαθμός μετατροπής σε σιδηροχρωμίτη παραμένει ο ίδιος, όπως και στο ταινωτό μετάλλευμα.

4.4.3. Περιοχή μεταλλείων Γερακινής

Στην περιοχή των μεταλλείων λευκολίθου της Γερακινής βρέθηκε μετάλλευμα από ταινωτό έως διάσπαρτο με τοπικές συγκεντρώσεις.

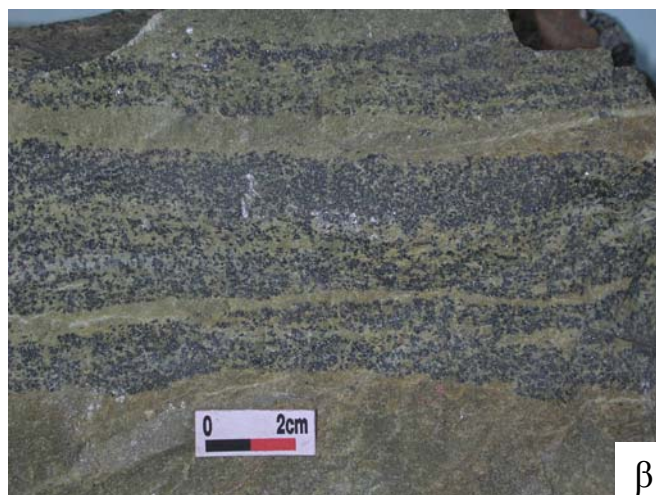
Στις περιπτώσεις του ταινωτού μεταλλεύματος, σχηματίζονται ταινίες με μετάλλευμα που διαβαθμίζεται από συμπαγές-ημισυμπαγές μέχρι διάσπαρτο, που διαχωρίζονται μεταξύ τους με ταινίες καθαρού δουνίτη (Εικόνα 4.6α,β). Εικόνα διάσπαρτου μεταλλεύματος φαίνεται στην περίπτωση 4.6γ.

Το πέτρωμα-ξενιστής είναι δουνίτης, που το χρώμα του διαβαθμίζεται από ανοιχτό πράσινο (δουνίτης φτωχός σε ανθρακικά) έως καστανό (δουνίτης πλούσιος σε ανθρακικά).

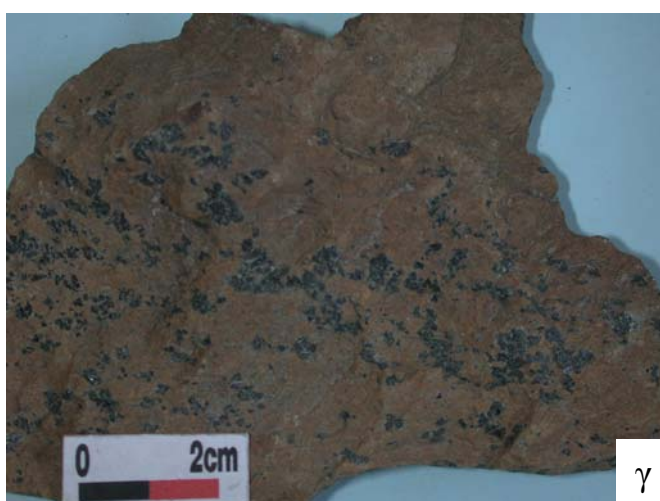
Στις περιοχές Αγίου Δημητρίου και Τζιουμάνι, τα δείγματα που συλλέχθηκαν δείχνουν συνήθως υφές αλπικού τύπου όπως ακανόνιστες ταινίες στο ταινωτό μετάλλευμα και υφές έκτασης. Σε πολλά δείγματα της περιοχής Γερακινής όμως είναι εμφανής η παρουσία πρωτογενών μαγματικών υφών, που μαρτυρούν κλασματική κρυστάλλωση από το μάγμα. Έτσι, π.χ., στις εικόνες 4.6α και β φαίνονται σωρευτικές υφές που παραπέμπουν σε μαγματικές διαδικασίες πρωτογενούς κλασματικής κρυστάλλωσης. Την ύπαρξη σωρευτικών υφών στο μετάλλευμα παρατήρησαν και οι προηγούμενοι ερευνητές της περιοχής: Mussallam et al. 1981, Economou (1984), Christodoulou and Michailidis (1990), Michailidis and Sklavounos (1995).



α



β



γ

Εικόνα 4.6: Μακροσκοπικές φωτογραφίες από το μετάλλευμα της περιοχής Γερακινής.

α,β: Ταινιωτό μετάλλευμα με σφωρειτική υφή, που παραπέμπει σε πρωτογενή μαγματική κρυστάλλωση.

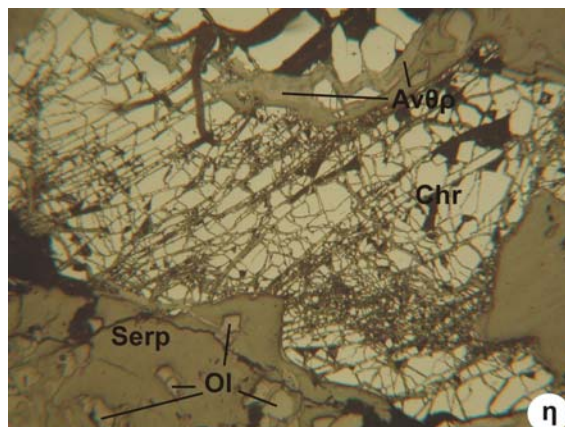
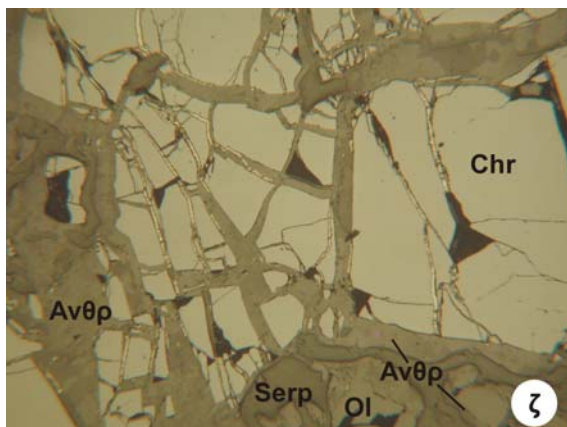
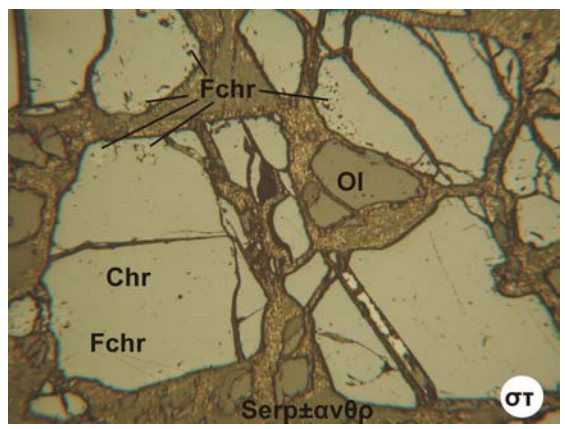
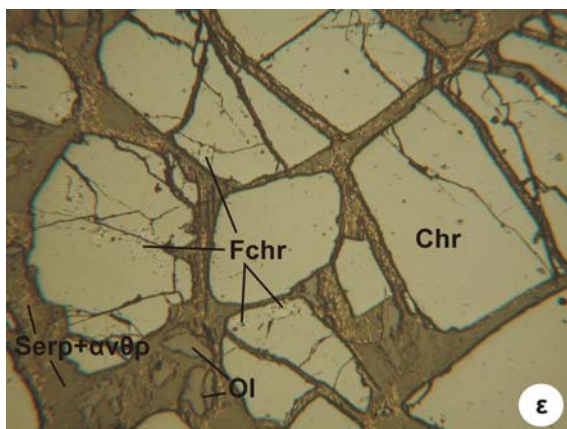
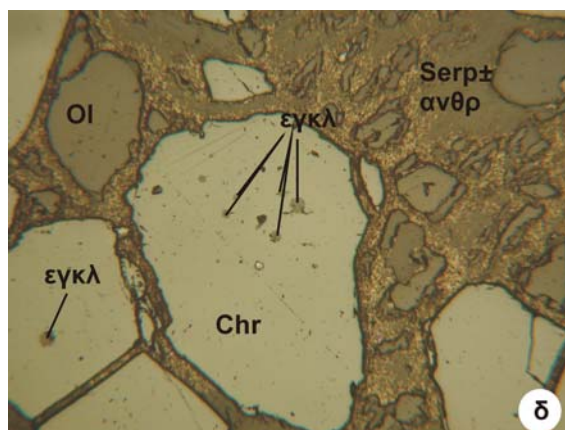
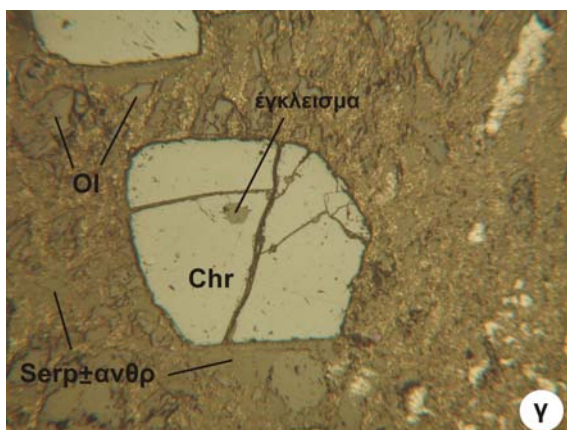
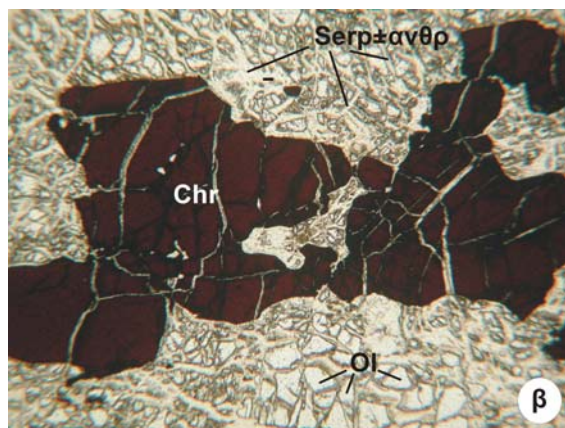
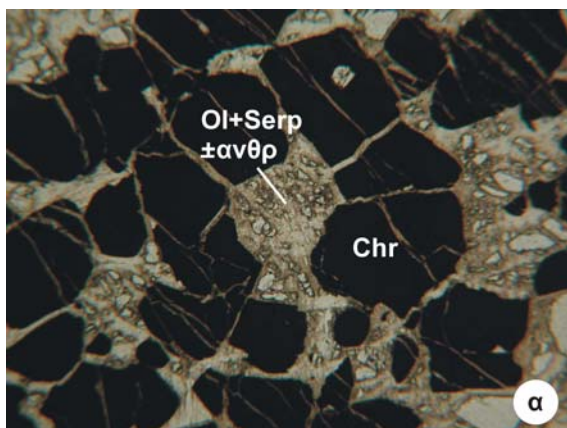
γ: Διάσπαρτο μετάλλευμα.

Για τη μελέτη της μεταλλοφορίας της περιοχής Γερακινής κατασκευάστηκαν λεπτές και στιλπνές τομές ταινιωτού και διάσπαρτου μεταλλεύματος.

Στις εικόνες 4.7α και β φαίνεται η μορφή του πυκνού διάσπαρτου και του ταινιωτού μεταλλεύματος αντίστοιχα παρατηρούμενη στο πολωτικό μικροσκόπιο, σε διερχόμενο φως.

Το μέσο μέγεθος των κόκκων χρωμίτη στο μετάλλευμα είναι λίγο μικρότερο από 1mm, ενώ το σχήμα τους μπορεί να είναι ιδιόμορφο, υπιδιόμορφο, έως αλλοτριόμορφο.

Είναι εμφανής και στην περιοχή της Γερακινής η κατακλαστική υφή (Εικόνες 4.7α έως 4.7η). Τα σπασίματα συχνά παίρνουν παράλληλη διάταξη (π.χ. Εικόνες 4.7α, 4.7ε, 4.7στ), ενώ συνήθως διευρύνονται και γεμίζουν με σύνδρομα ορυκτά (Εικόνες 4.7α έως 4.7η). Μερικές φορές παρουσιάζονται εξαιρετικά κατακλασμένες περιοχές (Εικόνα 4.7η).



Εικόνα 4.7: Μικροφωτογραφίες σε πολωτικό μικροσκόπιο του μεταλλεύματος της περιοχής των μεταλλείων Γερακινής. (**α,β:** Διερχόμενο φως, N-, η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 2,8mm. **γ-η:** Ανακλώμενο φως, N-, η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 1,48mm.)

α: Πυκνό διάσπαρτο μετάλλευμα από μικρούς, ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κόκκους χρωμίτη με κατακλαστική υφή.

β: Ταινιωτό μετάλλευμα με αλλοτριόμορφους κόκκους χρωμίτη σε σερπεντινιωμένο δουνίτη

γ,δ: Παρουσία εγκλεισμάτων πυριτικών ορυκτών σε κρυστάλλους χρωμίτη του διάσπαρτου μεταλλεύματος.

ε,στ: Κατακλαστική υφή σε χρωμίτη ταινιωτού μεταλλεύματος. Διακρίνονται τοπικά φωτεινότερα περιθώρια από σιδηροχρωμίτη.

ζ,η: Έντονα κατακλαστική υφή μέχρι μυλωνιτίωση (η) στο χρωμιτικό μετάλλευμα.

(Συμβολισμός: **Chr:** χρωμίτης, **Fchr:** σιδηροχρωμίτης, **Ol:** ολιβίνης, **Serp:** σερπεντίνης, **ανθρ:** ανθρακικά ορυκτά)

Στην περιφέρεια και στα σπασίματα ο χρωμίτης μπορεί να μετατρέπεται σε σιδηροχρωμίτη. Ο σιδηροχρωμίτης έχει τη μορφή φωτεινότερων από το χρωμίτη, συνήθως διάστικτων, περιοχών (Εικόνες 4.7ε, 4.7στ).

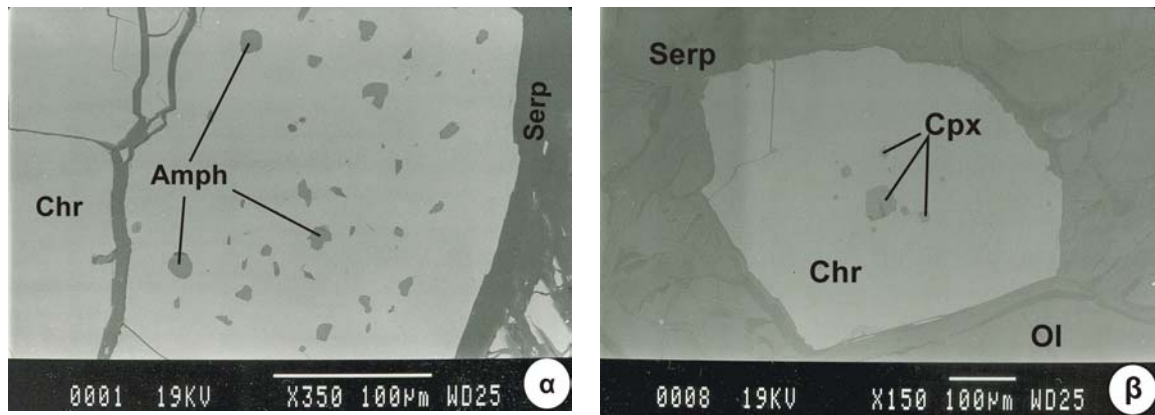
Εγκλείσματα πυριτικών ορυκτών στους χρωμίτες είναι σχετικά άφθονα στην περιοχή της Γερακινής (Εικόνες 4.8α,β, 4.7γ,δ). Τα εγκλείσματα πυριτικών μπορεί να είναι κλινοπυρόξενοι ή αμφίβολοι. Εκτός από τα πυριτικά, ως εγκλείσματα συναντώνται και μεταλλικά ορυκτά, που μπορεί να είναι σουλφίδια ή ορυκτά της ομάδας του λευκοχρύσου.

Τα σύνδρομα ορυκτά του μεταλλεύματος χωρίζονται σε πυριτικά και ανθρακικά. Τα πυριτικά ορυκτά αντιπροσωπεύονται από ολιβίνη και σερπεντίνη.

Ο ολιβίνης έχει μέγεθος κόκκων έως 0,5 cm. Οι κόκκοι του είναι σπασμένοι και αρκετά σερπεντινιωμένοι, ώστε μερικές φορές σκελετώδη υπολείμματα ολιβίνης (μικρά κομμάτια) να πλέουν μέσα στο σερπεντίνη, σχηματίζοντας νησοειδείς μορφές. Μερικές φορές στα σπασίματα του ολιβίνης αναπτύσσονται και ανθρακικά.

Ο σερπεντίνης μπορεί να είναι από χρυσοτιλικός και λιζαρδιτικός έως αντιγοριτικός, αλλά δύσκολα ξεχωρίζει η μορφή του, καθώς εμπλέκονται πολλές δομές μαζί. Αναπτύσσεται μέσα στα σπασίματα του ολιβίνης, αλλά και του χρωμίτη. Γενικά δίνει την εντύπωση του υποβάθρου, μέσα στο οποίο πλέουν όλα τα υπόλοιπα υλικά. Στο διάσπαρτο μετάλλευμα όλοι οι κόκκοι χρωμίτη περιβάλλονται από σερπεντίνη, ώστε να μην έρχονται σε επαφή με ολιβίνη.

Τα ανθρακικά είναι λεπτόκοκκα και αναπτύσσονται σε φλέβες που διατρέχουν συνήθως τα σπασίματα του χρωμίτη. Οι φλέβες ανθρακικών μπορεί και να αναπτύσσονται σύμφωνα με τα όρια των χρωμιτικών κόκκων, ή να διατέμνουν ενιαία το μετάλλευμα, διαπερνώντας σύνδρομο και μεταλλικά. Επίσης λεπτομερή ανθρακικά αναπτύσσονται και ενδιάμεσα στο σερπεντίνη που προκύπτει σε βάρος του ολιβίνης.



Εικόνα 4.8: Φωτογραφίες με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής των μεταλλείων Γερακινής, που παρουσιάζουν κόκκους χρωμίτη με εγκλείσματα αμφιβόλου (α) και πυροξένου (β). (Συμβολισμός: **Chr:** χρωμίτης, **Ol:** ολιβίνης, **Serp:** σερπεντίνης, **Amph:** αμφίβολος **Cpx:** κλινοπυρόξενος).

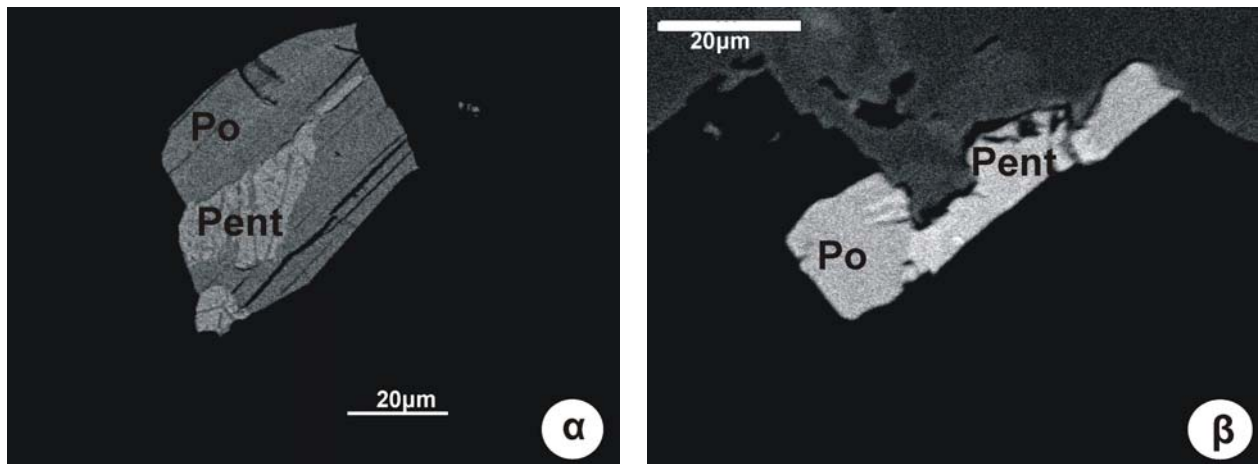
4.5. Τα εγκλείσματα στο χρωμίτη

Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα εγκλείσματα του χρωμίτη. Τα εγκλείσματα αυτά μπορεί να είναι πυριτικά ή μεταλλικά ορυκτά. Από πυριτικά ορυκτά έχουν συναντηθεί ορθοπυρόξενος, κλινοπυρόξενος και αμφίβολος. Τα μεταλλικά είναι σουλφίδια Fe-Ni και ορυκτά της ομάδας του λευκόχρυσου.

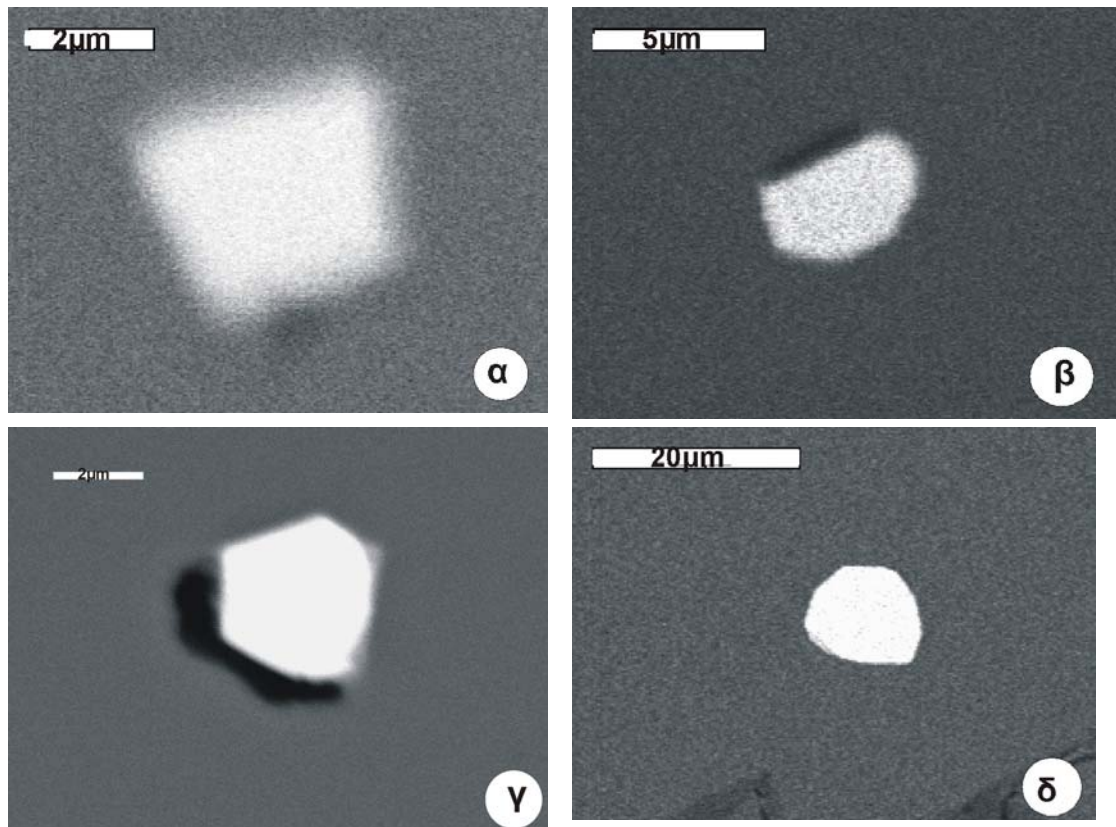
Το μέγεθος των πυριτικών εγκλεισμάτων κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 5-50 µm. Δεν έχουν ιδιόμορφο περίγραμμα, και τις περισσότερες φορές εμφανίζονται αποστρογγυλεμένα. Συνήθως βρίσκονται σε ομάδες. Οι ομάδες μπορεί να βρίσκονται στο κέντρο του κρυστάλλου, ή να σχηματίζουν μία ζώνη στην περιφέρεια, παράλληλη με το περίγραμμα του κρυστάλλου. Η τελευταία περίπτωση συνήθως σχηματίζεται κατά τον εγκλωβισμό πυριτικών ορυκτών στη διάρκεια διαδικασιών επαύξησης του χρωμιτικού κρυστάλλου. Παρόμοιες με την τελευταία περίπτωση έχουν μεταξύ άλλων αναφερθεί και από τους Μπαντή (2002), McElduff and Stumpfl (1991), Talkington et al. (1984) και Auge (1987).

Τα σουλφίδια έχουν επίσης πολύ μικρό μέγεθος (<50µm). Πρόκειται για σουλφίδια κυρίως του Fe και Ni (πεντλανδίτης και μαγνητοπυρίτης), που μερικές φορές μπορεί να είναι και πλούσια σε Co (βιολαρίτης). Συχνά παρατηρούνται δύο φάσεις σουλφιδίων στον ίδιο κόκκο, που συνήθως η φωτεινότερη είναι πεντλανδίτης και η σκοτεινότερη μαγνητοπυρίτης (4.9α,β). Τα σουλφίδια είναι πιο άφθονα στο πλούσιο σε χρωμίτη πέτρωμα, παρά στο μέταλλευμα.

Τα ορυκτά της ομάδας του λευκόχρυσου (Εικόνες 4.10α-δ) έχουν ακόμα πιο μικρά μεγέθη και γι' αυτό είναι δύσκολο να φωτογραφηθούν. Συνήθως είναι πλούσιοι σε Os και Ir λαουρίτες. Το σχήμα τους είναι ιδιόμορφο. Το ορυκτό λαουρίτης αναφέρεται και από τους Michailidis et al. (1995) στους χρωμίτες της περιοχής Τριαδίου.



Εικόνα 4.9: Φωτογραφίες SEM διφασικών σουλφιδίων σύστασης μαγνητοπυρίτη (Po) –πεντλανδίτη (Pent) του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης.

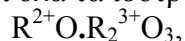


Εικόνα 4.10: Φωτογραφίες SEM ορυκτών της ομάδας του λευκοχρύσου από το συμπαγές μέταλλευμα των περιοχών Αγίου Δημητρίου και Τζιουμάνι.

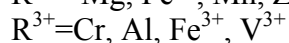
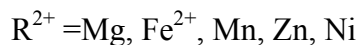
4.6. Κρυσταλλοχημεία και γραφική παράσταση των σπινελλίων

4.6.1. Γενικά

Σύμφωνα με τους Stevens (1944), Irvine (1965), Deer et al. (1992) η ομάδα των σπινελλίων περιλαμβάνει όλα τα ισότροπα ορυκτά με το γενικό τύπο:



όπου:



Υπάρχουν 11 ακραία μέλη, που οι Palache et al. (1944, από τους Deer et al. 1992) τα διέκριναν στις τρεις παρακάτω σειρές, ανάλογα με το αν το τρισθενές κατιόν είναι Al, Fe ή Cr:

	Σειρά σπινελλίου (Al)	Σειρά μαγνητίτη (Fe ³⁺)	Σειρά χρωμίτη (Cr)
Mg	Σπινέλλιος	Μαγνησιοφερρίτης	Μαγνησιοχρωμίτης
Fe ²⁺	Ερκυνίτης	Μαγνητίτης	Χρωμίτης
Zn	Γκανίτης	Φρανκλινίτης	
Mn	Γαλαξίτης	Γιακοβσίτης	
Ni		Τρεβορίτης	

Στη φύση σπάνια συναντώνται τα καθαρά μέλη του παραπάνω πίνακα, αλλά σχηματίζονται συνήθως στερεά διαλύματα των ακραίων μελών.

Ειδικά ο όρος «χρωμίτης» χρησιμοποιείται σύμφωνα με την άποψη του Thayer (1970), για να δηλώνει όλους τους χρωμιούχους σπινελλίους που περιέχουν πάνω από 15% Cr₂O₃ και έχουν κρυσταλλωθεί ως πρωτογενή ορυκτά. Σύμφωνα με αυτή την άποψη του Thayer, όλοι οι αναλλοίωτοι σπινέλλιοι της περιοχής μελέτης, όπως φαίνεται από τους πίνακες αναλύσεων στις παραγράφους 4.2 και 4.3. που ακολουθούν, μπορούν να χαρακτηριστούν ως χρωμίτες. Για λόγους πρακτικούς όμως, θα χρησιμοποιηθούν οι όροι **χρωμιούχος σπινέλλιος** (Cr-σπινέλλιος) για το χρωμίτη που αποτελεί επουσιδώδες ορυκτό των πετρωμάτων και **χρωμίτης** για το αναλλοίωτο ορυκτό του μεταλλεύματος, ενώ ο όρος **σπινέλλιος** θα χρησιμοποιείται για να συμπεριλάβει τις δύο παραπάνω κατηγορίες και το σιδηροχρωμίτη.

Οι χρωμίτες μπορεί να έχουν μεγάλη ποικιλία στη χημική τους σύσταση, ως αποτέλεσμα της υποκατάστασης του Mg από Fe²⁺ και του Cr από Al και Fe³⁺. Έτσι, μπορούν να γραφτούν με το γενικό χημικό τύπο: (Mg, Fe²⁺)O(Cr, Al, Fe³⁺)₂O₃.

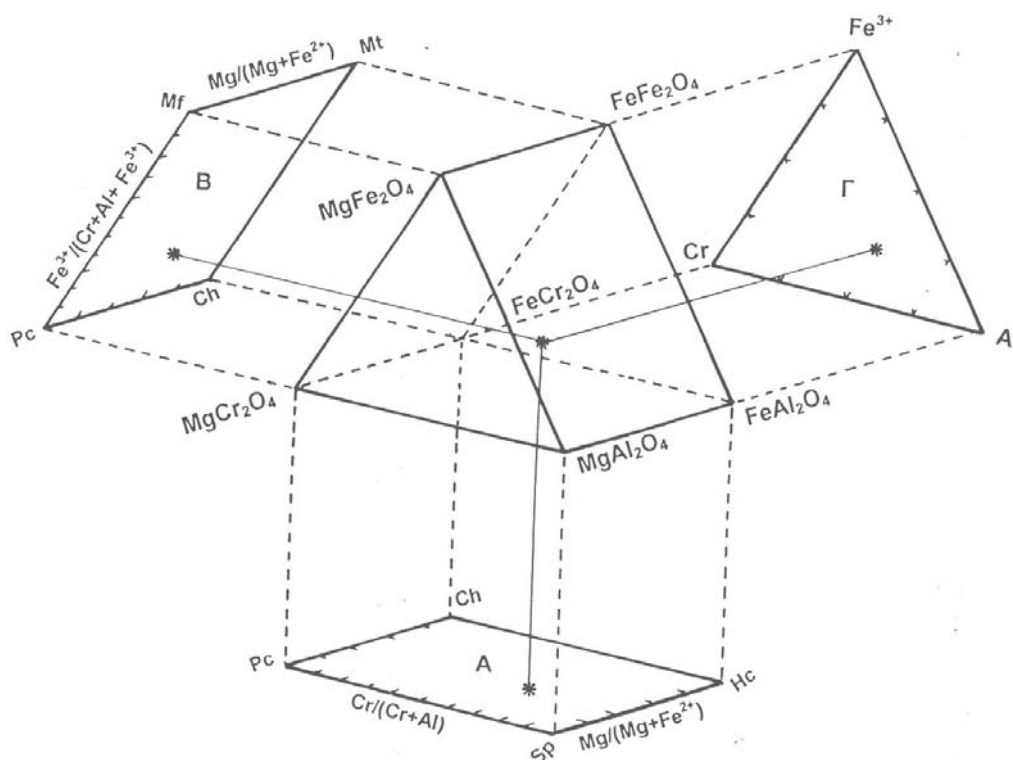
Από το στοιχειομετρικό τύπο 8(R²⁺O · R³⁺₂O₃) προκύπτει ότι σε κάθε σπινέλλιο ο λόγος R₂O₃:RO (μοριακές αναλογίες) είναι ίσος με τη μονάδα. Με βάση αυτή τη στοιχειομετρική αναλογία έγινε ο υπολογισμός του Fe₂O₃ από το ολικό FeO που δίνει η ανάλυση με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή. Στη συνέχεια υπολογίστηκε ο αριθμός των ιόντων με βάση τα 32 (O).

Για τη γραφική παράσταση των σπινελλίων έχει χρησιμοποιηθεί το τριγωνικό πρίσμα συστάσεων του Stevens (1944), όπως τροποποιήθηκε από τους Jackson (1963) και Irvine (1965, 1967), που φαίνεται στο Σχήμα 4.1. Στις κορυφές του πρίσματος αντιστοιχούν τα παρακάτω ακραία μέλη:

Χρωμίτης (Ch),
Ερκυνίτης (Hc)
Μαγνητίτης (Mt)
Μαγνησιοχρωμίτης ή Πικροχρωμίτης (Pc)
Σπινέλλιος (Sp) και
Μαγνησιοφερρίτης (Mf)

Στο πρίσμα αυτό το μήκος της ακμής δίνει τις σχετικές αναλογίες FeO και MgO, ενώ οι εγκάρσιες τριγωνικές τομές τις σχετικές αναλογίες των Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 .

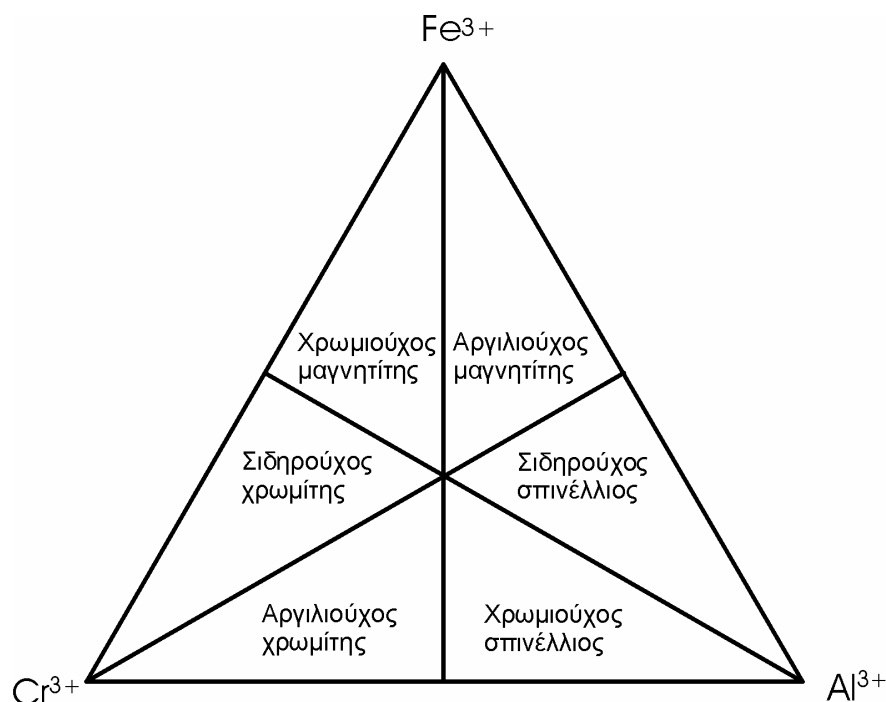
Από το πρίσμα προβολής του Stevens χρησιμοποιήθηκαν για την προβολή των χρωμιτών του πετρώματος και του μεταλλεύματος οι τρεις πλευρές που φαίνονται στο Σχήμα 4.1.



Σχήμα 4.1: Το τριγωνικό διάγραμμα συστάσεων κατά Stevens (1944). Τα ορθογώνια A (Pc-Ch-Hc-Sp) και B (Pc-Mf-Mt-Ch) δίνουν τους λόγους $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ προς $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ και $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ προς $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ αντίστοιχα. Το τρίγωνο Γ δίνει τις σχετικές αναλογίες των τρισθενών κατιόντων (Fe^{3+} -Cr-Al).

Έτσι προκύπτουν τρία διαγράμματα προβολής, ένα τριγωνικό και δύο ορθογώνια.

Το **τριγωνικό** διάγραμμα (Σχήμα 4.2) όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, δείχνει τις σχετικές αναλογίες των οξειδίων των τρισθενών κατιόντων (Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , Al_2O_3), άρα και κατ' επέκταση των ίδιων των κατιόντων (Fe^{3+} , Cr^{3+} και Al^{3+}), και χρησιμοποιήθηκε κυρίως για την ονοματολογία των σπινελλίων, αλλά και για την εξαγωγή παραπέρα συμπερασμάτων για τη γένεση των οφειολίθων.



Σχήμα 4.2: Τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης σπινελλίων κατά Stevens (1944).

Κάθε κορυφή του τριγώνου αντιπροσωπεύει 16 τρισθενή κατιόντα. Αν φέρουμε τις διαγώνιους, το τρίγωνο χωρίζεται σε 6 περιοχές, που αντιπροσωπεύουν τους τύπους συστάσεως που αναγράφονται στο Σχήμα 4.2, όπως ορίστηκαν από τον Stevens (1944).

Τα **ορθογώνια** διαγράμματα μπορεί να θεωρηθεί ότι έχουν ως κορυφές τα παρακάτω ακραία μέλη:

- A: Μαγνησιοχρωμίτης-Χρωμίτης-Ερκυνίτης-Σπινέλλιος
- B: Μαγνησιοχρωμίτης-Μαγνησιοφερρίτης-Μαγνητίτης-Χρωμίτης,

που πρακτικά μπορούν να δοθούν ως οι προβολές των αναλογιών των κατιόντων:

- A: $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ προς $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ και
- B: $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ προς $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$

Στη συνέχεια, για λόγους συντομίας, οι λόγοι των κατιόντων που αναφέρθηκαν στις περιπτώσεις Α και Β εκατονταπλασιασμένοι θα συμβολίζονται ως εξής:

$$100 \times \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) : \text{Cr\#}$$

$$100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) : \text{Mg\#}$$

$$100 \times \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^3) : \text{Fe}^{3+\#}$$

Στα ορθογώνια διαγράμματα το πλάτος του ορθογωνίου (ύψος πρίσματος) είναι το μισό του μήκους (πλευρά τριγώνου), ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση ως άτομο προς άτομο των μεταβολών των R^{2+} και R^{3+} , σύμφωνα με τον τύπο των σπινελίων $\text{R}^{2+}\text{R}^{3+}_2\text{O}_4$. Τα ορθογώνια διαγράμματα χρησιμοποιήθηκαν για την ταξινόμηση των σπινελίων, των οφειολίθων και του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης.

4.6.2. Χημική σύσταση των χρωμιούχων σπινελίων των πετρωμάτων

Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις των σπινελίων των διαφόρων υπερβασικών πετρωμάτων δίνονται στους Πίνακες 4.1, 4.2 και 4.3, ενώ τα όρια κύμανσης των κυριότερων οξειδίων τους φαίνονται στον Πίνακα 4.4. Ειδικά για τους χαρτσβουργίτες, παρατίθενται ξεχωριστά τα όρια κύμανσης για τους μικρούς και τους μεγάλους σπινελίους, για να δηλωθεί η διαφορά στη σύστασή τους.

Από τον Πίνακα 4.4 φαίνεται ότι οι χρωμιούχοι σπινέλλιοι των δουνιτών και πυροξενιτών έχουν παρόμοια σύσταση, ενώ διαφέρουν στη σύσταση οι σπινέλλιοι του χαρτσβουργίτη. Πιο συγκεκριμένα οι σπινέλλιοι του χαρτσβουργίτη είναι φτωχότεροι σε Cr και πλουσιότεροι σε Al και Mg. Κατ' αντιστοιχία, παρουσιάζουν υψηλότερες τιμές Mg# και χαμηλότερες τιμές Cr#. Οι τιμές Fe# είναι επίσης συγκριτικά χαμηλότερες στους χρωμιούχους σπινελίους των χαρτσβουργιτών σε σχέση με αυτούς των δύο άλλων τύπων πετρωμάτων. Οι τιμές Mg# για τους χρωμιούχους σπινελίους στους δουνίτες κυμαίνονται περίπου μεταξύ 33-50%, για αυτούς στους χαρτσβουργίτες 41-66% και για αυτούς στους πυροξενίτες 34-46%. Οι τιμές Cr# αντίστοιχα κυμαίνονται μεταξύ 75 και 77%, 28 και 60% και 66 και 76% και οι τιμές $\text{Fe}^{3+\#}$ 1-6%, 0-3% και 3,5-7%. Επιπλέον στο χαρτσβουργίτη ισχύει και μια επιμέρους διαφοροποίηση μεταξύ μεγάλων και μικρών σπινελίων. Έτσι, οι μικροί σπινέλλιοι εμφανίζονται φτωχότεροι σε Cr_2O_3 και Fe_2O_3 και πλουσιότεροι σε Al_2O_3 και MgO σε σχέση με τους μεγάλους. Οι τιμές Mg# αλληλεπικαλύπτονται στα δύο είδη σπινελίων, οι τιμές Cr# είναι σαφώς μεγαλύτερες στους μεγάλους σπινελίους, ενώ οι τιμές $\text{Fe}^{3+\#}$ είναι ελαφρώς μεγαλύτερες στους δεύτερους.

Το TiO_2 παρουσιάζει τις ίδιες χαμηλές τιμές σε όλους τους σπινελίους.

Πίνακας 4.2: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή των χρωμιούχων σπινελλίων των δουνιτών της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0,05	0,00	0,33	0,16	0,05	0,00	0,16	0,15	0,16	0,00
TiO ₂	0,05	0,41	0,00	0,25	0,00	0,04	0,22	0,21	0,36	0,19
Al ₂ O ₃	10,88	10,08	10,41	11,30	10,78	14,72	13,36	12,41	12,53	13,46
Cr ₂ O ₃	56,55	57,04	57,18	55,93	56,61	54,49	53,08	55,18	55,94	55,38
Fe ₂ O ₃	3,10	3,71	3,65	2,49	3,33	2,57	4,08	4,20	2,71	1,93
FeO	20,58	20,09	19,28	24,04	19,18	18,54	17,39	16,97	18,33	18,05
MnO	0,26	0,89	0,46	0,00	0,00	0,00	0,18	0,15	0,00	0,00
MgO	8,45	8,48	9,35	6,67	9,39	10,44	10,55	11,20	10,19	10,33
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,28	0,00	0,41	0,19
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,93	100,70	100,65	100,84	99,34	100,94	99,30	100,46	100,62	99,54
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)										
Si	0,014	0,000	0,086	0,042	0,013	0,000	0,042	0,038	0,041	0,000
Ti	0,010	0,081	0,000	0,050	0,000	0,008	0,043	0,040	0,070	0,038
Al	3,421	3,157	3,233	3,556	3,386	4,449	4,113	3,783	3,833	4,141
Cr	11,920	11,979	11,913	11,806	11,925	11,044	10,958	11,282	11,472	11,424
Fe ³⁺	0,622	0,743	0,725	0,500	0,668	0,496	0,802	0,818	0,528	0,379
ΣΜ ^{3+,4+}	15,988	15,959	15,957	15,954	15,993	15,996	15,958	15,961	15,945	15,981
Fe ²⁺	4,589	4,464	4,249	5,368	4,274	3,975	3,797	3,671	3,976	3,939
Mn	0,059	0,201	0,102	0,000	0,000	0,000	0,040	0,033	0,000	0,000
Mg	3,358	3,355	3,671	2,655	3,729	3,989	4,106	4,316	3,939	4,016
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,038	0,078	0,000	0,113	0,054
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣΜ ²⁺	8,006	8,020	8,022	8,023	8,003	8,002	8,021	8,020	8,028	8,009
Mg #	42,258	42,910	46,353	33,098	46,593	50,089	51,951	54,038	49,765	50,481
Cr#	77,699	79,144	78,654	76,852	77,883	71,283	72,709	74,890	74,954	73,398
Fe ³⁺ #	3,897	4,676	4,566	3,153	4,183	3,101	5,052	5,148	3,337	2,374

Πίνακας 4.3: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις, με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή, των χρωμιούχων σπινελλίων των χαρτσβουργιτών της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,18	0,26	0,16	0,12	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,22	0,34	0,06	0,00	0,00	0,25	0,24
Al ₂ O ₃	41,65	41,74	31,68	41,41	33,08	44,45	23,28	21,96	40,54
Cr ₂ O ₃	27,22	26,93	37,70	27,90	35,52	25,51	44,06	46,12	23,19
Fe ₂ O ₃	0,04	0,36	0,55	0,00	1,08	0,04	3,30	3,26	2,71
FeO	15,84	15,87	16,07	15,30	15,59	14,75	17,32	16,55	23,50
MnO	0,00	0,00	0,14	0,00	0,03	0,00	0,08	0,01	0,94
MgO	14,67	14,96	13,77	15,27	14,07	15,86	11,96	12,54	9,27
NiO	0,37	0,07	0,03	0,00	0,06	0,30	0,00	0,05	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,98	100,20	100,31	100,33	99,61	100,91	100,01	100,74	100,39
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)									
Si	0,042	0,058	0,037	0,027	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,038	0,057	0,011	0,000	0,000	0,046	0,042
Al	11,077	11,065	8,781	10,954	9,160	11,549	6,780	6,364	11,175
Cr	4,854	4,787	7,008	4,950	6,594	4,444	8,606	8,963	4,286
Fe ³⁺	0,007	0,061	0,097	0,000	0,191	0,007	0,614	0,603	0,477
ΣΜ ^{3+,4+}	15,979	15,971	15,962	15,987	15,982	16,000	16,000	15,977	15,979
Fe ²⁺	2,989	2,985	3,160	2,872	3,063	2,720	3,579	3,402	4,595
Mn	0,000	0,000	0,028	0,000	0,006	0,000	0,017	0,002	0,186
Mg	4,932	5,013	4,824	5,106	4,925	5,210	4,404	4,594	3,229
Ni	0,089	0,017	0,007	0,000	0,015	0,070	0,000	0,013	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣΜ ²⁺	8,010	8,014	8,019	7,977	8,009	8,000	8,000	8,012	8,010
Mg #	62,268	62,681	60,417	64,004	61,657	65,703	55,163	57,456	41,269
Cr#	30,467	30,198	44,387	31,123	41,858	27,788	55,933	58,477	27,720
Fe ³⁺ #	0,042	0,385	0,612	0,000	1,198	0,044	3,840	3,785	2,991

*Αναλύσεις 1,2,4,6,9: μικροί σπινέλλιοι. Αναλύσεις: 3,5,7,8: μεγάλοι σπινέλλιοι

Πίνακας 4.4: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις, με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή, των χρωμιούχων σπινελίων των πυροξενιτών της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0,19	0,09	0,00	0,00	0,20	0,27	0,09	0,13	0,23	0,00
TiO ₂	0,49	0,37	0,14	0,18	0,25	0,46	0,22	0,03	0,00	0,18
Al ₂ O ₃	12,56	16,69	11,30	12,83	12,65	11,66	12,09	13,04	12,75	14,38
Cr ₂ O ₃	50,00	48,43	53,86	51,08	50,86	51,85	53,42	50,20	51,63	50,04
Fe ₂ O ₃	20,22	18,54	17,27	18,61	18,80	18,15	19,30	19,91	18,83	19,67
FeO	9,10	8,34	7,77	8,37	8,46	8,17	8,68	8,96	8,47	8,85
MnO	0,24	0,45	0,63	0,81	0,09	0,77	0,00	0,49	0,25	0,00
MgO	7,22	7,08	9,11	8,30	8,14	8,13	7,08	7,33	8,42	6,88
NiO	0,10	0,58	0,00	0,09	0,66	0,57	0,00	0,00	0,06	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	100,12	100,56	100,08	100,27	100,10	100,03	100,87	100,09	100,63	99,99
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)										
Si	0,050	0,023	0,000	0,000	0,052	0,074	0,024	0,034	0,060	0,000
Ti	0,100	0,074	0,027	0,035	0,049	0,093	0,044	0,006	0,000	0,036
Al	3,997	5,195	3,568	4,041	3,990	3,691	3,837	4,144	3,998	4,564
Cr	10,668	10,108	11,400	10,789	10,753	11,006	11,371	10,695	10,860	10,651
Fe ³⁺	1,110	0,551	0,992	1,118	1,105	1,053	0,691	1,101	1,052	0,731
ΣM^{3+,4+}	15,925	15,951	15,986	15,982	15,949	15,917	15,966	15,980	15,970	15,982
Fe ²⁺	5,051	4,974	4,227	4,495	4,571	4,449	5,175	4,956	4,603	5,247
Mn	0,054	0,101	0,144	0,183	0,020	0,176	0,000	0,111	0,055	0,000
Mg	2,904	2,786	3,636	3,306	3,246	3,253	2,842	2,942	3,340	2,761
Ni	0,028	0,164	0,000	0,025	0,188	0,164	0,000	0,000	0,017	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣM²⁺	8,037	8,024	8,007	8,009	8,025	8,042	8,017	8,010	8,015	8,009
Mg #	36,503	35,898	46,241	42,377	41,528	42,241	35,452	37,252	42,045	34,480
Cr#	72,742	66,055	76,163	72,752	72,938	74,885	74,768	72,075	73,092	70,002
Fe ³⁺ #	7,037	3,477	6,213	7,010	6,972	6,684	4,346	6,907	6,610	4,584

Πίνακας 4.4: Όρια κύμανσης της σύστασης των χρωμιτών των διάφορων τύπων πετρωμάτων της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας.

Πέτρωμα Οξείδιο	Δουνίτης	Χαρτσβουργίτης		Πυροξενίτης
		μικροί σπινέλλιοι	μεγάλοι σπινέλλιοι	
TiO ₂	0,00-0,71	0,00-0,34	0,00-0,25	0,00-0,50
Al ₂ O ₃	10,18-14,72	38,96-44,89	21,01-35,11	11,61-17,02
Cr ₂ O ₃	53,08-59,41	25,76-31,47	33,28-48,08	49,39-55,32
Fe ₂ O ₃	0,88-5,05	0,00-0,37	0,13-3,34	2,83-5,70
FeO	15,72-24,28	14,58-16,03	14,29-17,50	19,39-23,84
MgO	6,74-11,86	14,79-16,11	12,06-14,54	7,04-9,36
Mg#	33,10-49,76	41,27-66,33	55,16-64,46	34,48-46,24
Cr#	75,30-76,85	27,72-35,13	39,19-60,42	66,05-76,16
Fe ³⁺ #	1,11-5,62	0,00-2,99	0,14-3,84	3,48-7,04

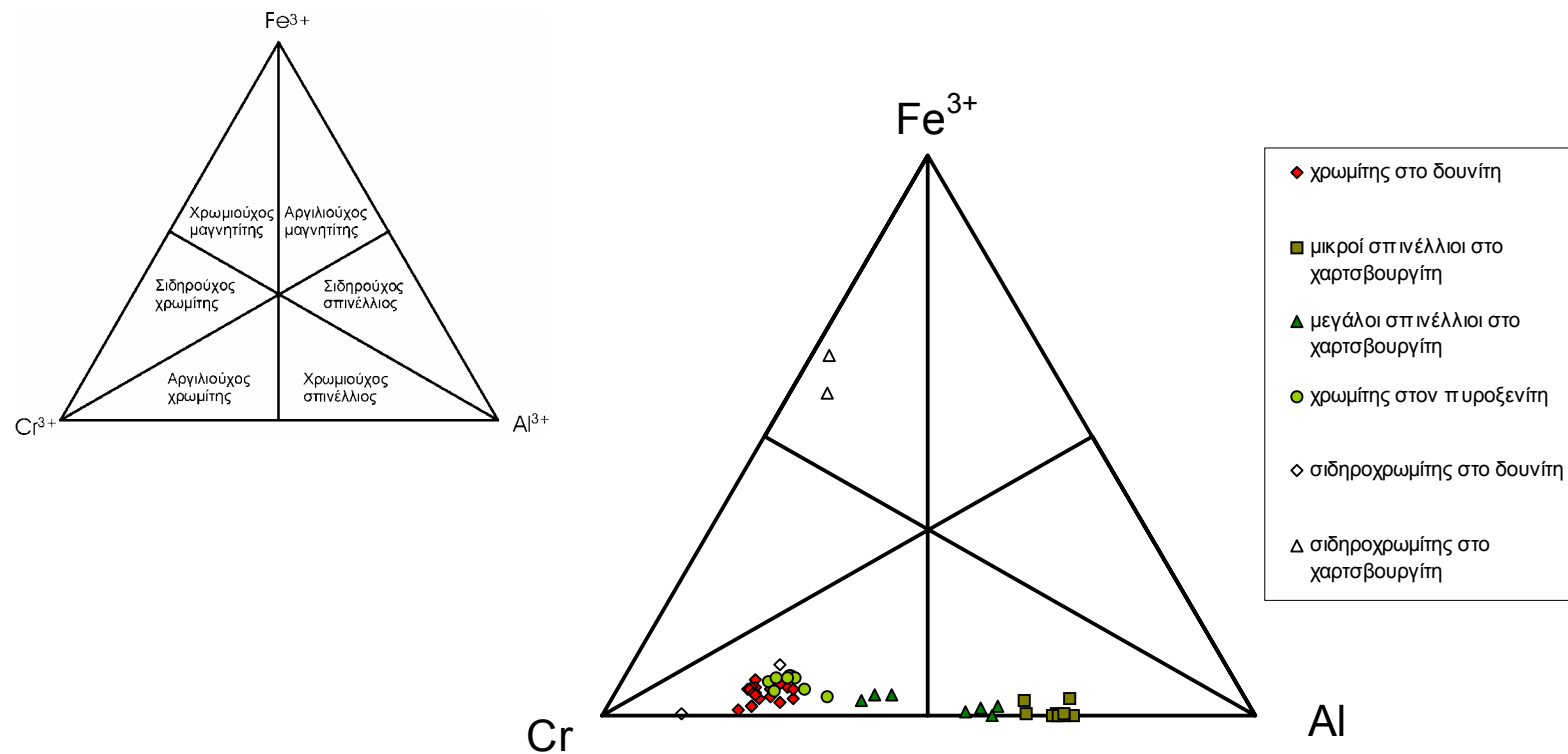
Όπως αναφέρθηκε και στην περιγραφή των πετρογραφικών τύπων, οι μικροί σπινέλλιοι στο χαρτσβουργίτη μπορεί να παρουσιάζουν οπτική ζώνωση με σκοτεινότερο πυρήνα χρωμίτη και εξωτερική φωτεινότερη ζώνη σιδηροχρωμίτη, ως αποτέλεσμα εξαλλοίωσης. Με τη χρήση του μικροαναλυτή διαπιστώθηκε ότι πρόκειται και για χημική ζώνωση. Παρακάτω, στον Πίνακα 4.5 παρατίθενται δύο αντιπροσωπευτικές αναλύσεις τέτοιων ζωνωδών σπινελλίων. Παρατηρούμε από τον Πίνακα 4.5 ότι οι περιφέρειες των κόκκων εμφανίζουν χαμηλότερες τιμές Al και Mg και υψηλότερες ολικού Fe και ειδικότερα Fe^{3+} . Οι τιμή του Cr_2O_3 παρουσιάζει ελαφρά αύξηση στον πρώτο κόκκο από το κέντρο προς την περιφέρεια και ελαφρά μείωση στον δεύτερο. Τα παραπάνω αποτελέσματα φαίνεται να συμφωνούν με τις παρατηρήσεις άλλων επιστημόνων (Beeson and Jackson 1969, Springer 1974, Evans and Frost 1975, Bliss and MacLean 1975, Michailidis 1990, 1991, 1993, 1995, Christofides et al. 1994, Michailidis and Sklavounos 1996, κ.λπ.) σύμφωνα με τους οποίους, κατά την αλλοίωση του χρωμίτη (και μετατροπή του σε σιδηροχρωμίτη) απομακρύνονται από το ορυκτό τα στοιχεία Al και Mg, ενώ η περιφέρεια εμπλουτίζεται σε Fe. Επίσης παρατηρείται και μετακίνηση του Cr, το οποίο ανάλογα με τη σχετική του μετακίνηση σε σύγκριση με τα υπόλοιπα στοιχεία άλλοτε εμπλουτίζεται και άλλοτε μειώνεται στην περιφέρεια. Επίσης στους σπινελλίους του Πίνακα 4.5 φαίνεται στην περιφέρεια να αυξάνεται και το TiO_2 .

Πίνακας 4.5: Αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ζωνωδών σπινελλίων (μικροί κόκκοι) στο χαρτσβουργίτη.

Αρ. Ανάλυσης	% κ.β. περιεκτικότητα οξειδίων				Κατανομή ιόντων με βάση 32 (Ο)				
	1		2		1		2		
	K	Π	K	Π	K	Π	K	Π	
SiO ₂	0,00	0,85	0,00	0,44	Si	0,000	0,252	0,000	0,131
TiO ₂	0,24	0,86	0,42	0,58	Ti	0,042	0,192	0,074	0,131
Al ₂ O ₃	40,55	2,56	36,00	1,15	Al	11,175	0,892	10,046	0,404
Cr ₂ O ₃	23,19	24,10	28,98	21,68	Cr	4,286	5,626	5,423	5,133
Fe ₂ O ₃	2,72	39,67	2,36	44,68	Fe ³⁺	0,477	8,816	0,420	10,070
					A	15,979	15,778	15,963	15,869
FeO	23,51	30,97	21,94	30,99	Fe ²⁺	4,595	7,650	4,343	7,764
MnO	0,94	1,49	0,00	0,00	Mn	0,186	0,372	0,000	0,000
MgO	9,27	0,21	10,13	0,68	Mg	3,229	0,090	3,590	0,302
NiO	0,00	0,00	0,34	0,00	Ni	0,000	0,000	0,085	0,000
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	Ca	0,000	0,000	0,000	0,000
Σύνολο	100,39	100,73	100,21	100,19	B	8,010	8,111	8,018	8,065

Τα Σχήματα 4.3, 4.4 και 4.5 παριστάνουν προβολές των σπινελλίων των πετρωμάτων της περιοχής στο τριγωνικό και τα ορθογώνια διαγράμματα Stevens (1944).

Από τους Πίνακες χημικών αναλύσεων των χρωμιούχων σπινελλίων των πετρωμάτων 4.1-4.5 και από τα διαγράμματα προβολής τους στα Σχήματα 4.3-4.5 βγαίνουν τα παρακάτω συμπεράσματα:



Σχήμα 4.3: Προβολή των σπινελίων του πετρώματος στο τριγωνικό διάγραμμα Stevens (1944) – ονοματολογία.

1. Η περιεκτικότητα των αναλλοίωτων σπινελλίων των χαρτσβουργιτών σε Fe_2O_3 εκτός από μερικές εξαιρέσεις, είναι μικρότερη από 5%, γεγονός που επιβεβαιώνει τη μανδουακή τους προέλευση.

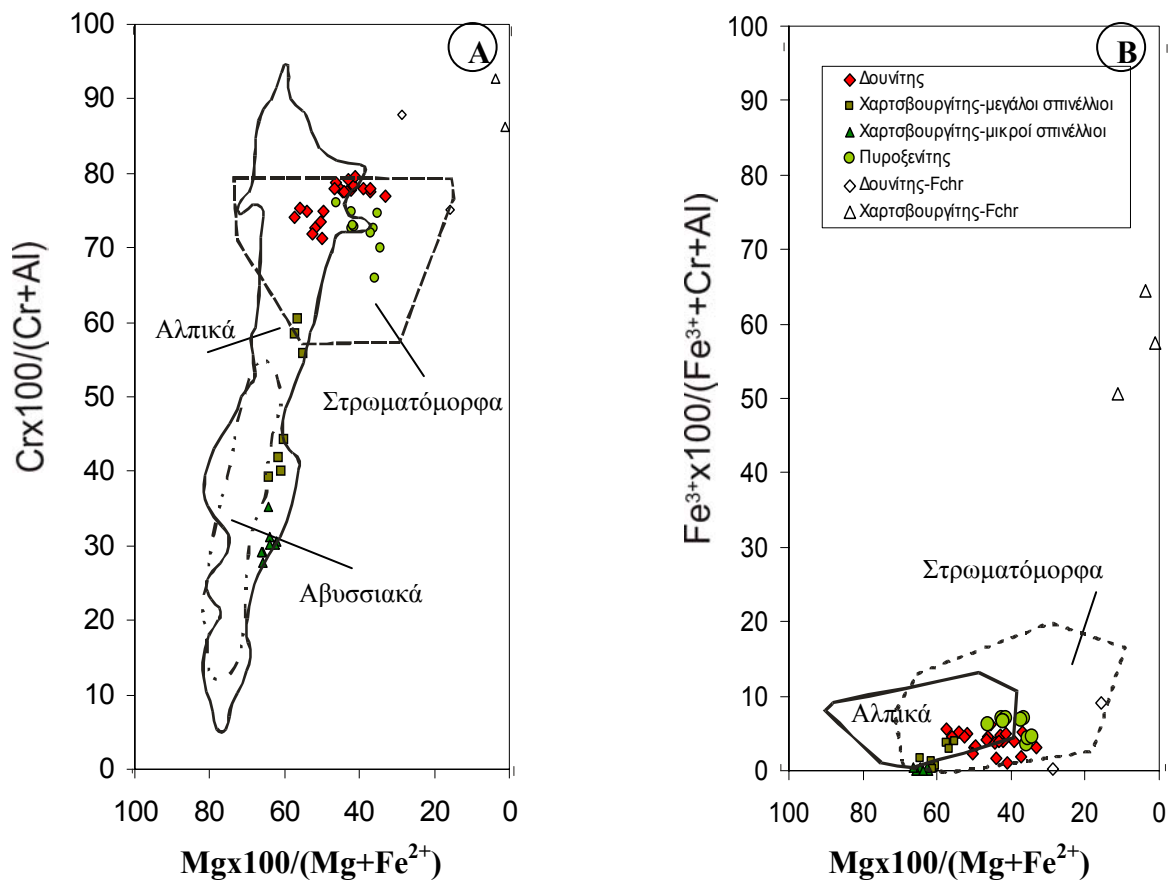
2. Οι περιεκτικότητες σε Al_2O_3 των χρωμιούχων σπινελλίων που περιέχονται στους χαρτσβουργίτες, όπως προκύπτει από το σύνολο των αναλύσεων, κυμαίνονται μεταξύ 21- 45%, σε αντίθεση με αυτές των χρωμιούχων σπινελλίων των δουνιτών, που παρουσιάζουν πολύ χαμηλότερες περιεκτικότητες (10,18-14,72%). Αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις του Pinsent (1974), ο οποίος έβαλε όριο μεταξύ χρωμιούχων σπινελλίων δουνιτών και χαρτσβουργιτών την περιεκτικότητα $\text{Al}_2\text{O}_3=24,5\%$, πολύ κοντά στην περίπτωση της περιοχής μελέτης.

Επίσης παρατηρείται ότι οι χρωμιούχοι σπινέλλιοι των δουνιτών είναι πλουσιότεροι σε Cr_2O_3 ενώ αυτοί των χαρτσβουργιτών πλουσιότεροι σε Al_2O_3 , πράγμα που συμφωνεί με τις παρατηρήσεις των Irvine (1967), Pinsent (1974), Dick (1977), Greenbaum (1977), κ.α.

Θα πρέπει να τονιστεί ότι οι περιεκτικότητες των επουσιωδών χρωμιτών των υπερβασικών πετρωμάτων σε Al_2O_3 και Cr_2O_3 εξαρτώνται από τη λιθοστατική πίεση, δηλαδή το βάθος όπου σχηματίστηκαν, τη σύσταση του μητρικού μάγματος που τους δημιούργησε (βαθμός μερικής τήξης του μανδύα) και τις διεργασίες σχηματισμού τους (βαθμός κλασματικής κρυστάλλωσης ή αντίδρασης τήγματος-τήγματος ή τήγματος-πετρώματος) (π.χ. Nicolas et al. 1980, Zhou et al, 1994, 1996, Malpas et al.1997).

3. Από το τριγωνικό διάγραμμα Fe^{3+} -Cr-Al του Σχήματος 4.3 φαίνεται ότι οι χρωμίτες των δουνιτών, των πυροξενιτών και μέρος από τους μεγάλους σπινελλίους των χαρτσβουργιτών προβάλλονται στην περιοχή του αργιλιούχου χρωμίτη. Αντίθετα, οι υπόλοιποι σπινέλλιοι των χαρτσβουργιτών προβάλλονται στην περιοχή του χρωμιούχου σπινελλίου, με τους μεγάλους σπινελλίους να έχουν πιο χρωμιούχες και λιγότερο αργιλιούχες συστάσεις, με τα ίδια περίπου ποσοστά Fe^{3+} . Σημαντικά μεγαλύτερα ποσά Fe^{3+} παρουσιάζονται στις αλλοιωμένες περιφέρειες των μικρών σπινελλίων του χαρτσβουργίτη που χαρακτηρίστηκαν ως σιδηροχρωμίτες, οι οποίοι προβάλλονται στην περιοχή του χρωμιούχου μαγνητίτη. Αντίθετα, οι αποχρωματισμένες περιοχές των σπινελλίων στους δουνίτες (σιδηροχρωμίτης δουνίτη) προβάλλονται στην ίδια περιοχή με τα αναλλοίωτα μέρη των κόκκων, στους αργιλιούχους χρωμίτες.

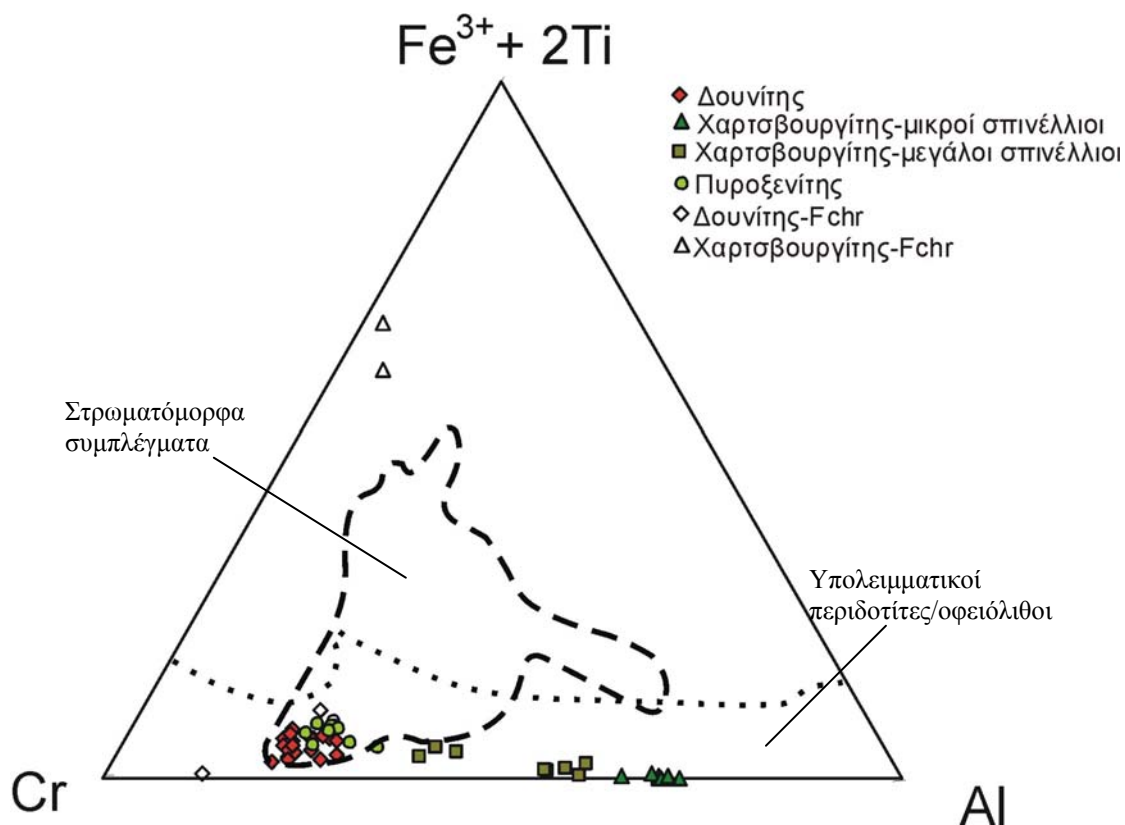
4. Από το διάγραμμα $\text{Cr}\#100/(\text{Cr}+\text{Al})-\text{Mg}\#100/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ (δηλαδή τιμών Cr# ως προς τιμές Mg#) του Σχήματος 4.4A, το οποίο περιέχει τα κυριότερα πεδία γενετικής ταξινόμησης των οφειολίθων κατά Dick and Bullen (1984), φαίνεται ότι οι σπινέλλιοι του πετρώματος γενικά ακολουθούν την τάση και προβάλλονται στην περιοχή των αλπικού τύπου οφειολίθων, εμφανίζοντας μία θετική συσχέτιση των δύο παραπάνω λόγων. Οι τιμές των παραμέτρων Cr# για τους δουνίτες και πυροξενίτες κυμαίνονται μεταξύ 66 και 76, είναι δηλαδή >60 , άρα οι χρωμίτες αυτοί ανήκουν στον τύπο III των Dick and Bullen (1984) και προβάλλονται στο πεδίο σύστασης των αλπικού τύπου περιδοτιτών (ή οφειολιθικών περιδοτιτών κατά Irvine 1967, Leblanc et al. 1980). Ειδικότερα οι σπινέλλιοι του χαρτσβουργίτη έχουν τιμές Cr# 28-60, δηλαδή <60 στο μεγαλύτερό τους ποσοστό και προβάλλονται στο πεδίο των αβυσσειακών περιδοτιτών (ή ξενολίθων), τους οποίους οι Dick and Bullen (1984) χαρακτήρισαν τύπου I. Εκτός των περιοχών του διαγράμματος προβάλλονται οι αναλύσεις των σιδηροχρωμιτών, οι οποίοι λόγω της προέλευσής τους από αλλοίωση, παρουσιάζουν γενικά αύξηση του Cr σε σχέση με το Al και του Fe^{2+} σε σχέση με το Mg.



Σχήμα 4.4: Προβολή των σπινελίων του πετρώματος στα ορθογώνια διαγράμματα Stevens (1944). Στο σχήμα Α διακρίνονται και τα πεδία σύστασης σπινελίων για τους αλπικού τύπου, στρωματόμορφους και αβυσσιακούς περιδοτίτες κατά Dick and Bullen (1984), ενώ στο Β τα πεδία σύστασης σπινελίων στρωματόμορφων και αλπικού τύπου συμπλεγμάτων κατά τον Irvine (1967).

5. Στο διάγραμμα $\text{Fe}^{3+} \times 100 / (\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al}) - \text{Mg} \times 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ του σχήματος 4.4B όλοι οι σπινέλλιοι, εκτός από τους σιδηροχρωμίτες των χαρτσβουργιτών, δείχνουν χαμηλό Fe^{3+} . Το μεγαλύτερο μέρος των αναλλοίωτων σπινελίων, που ενδιαφέρει περισσότερο όσον αφορά την ταξινόμηση, φαίνεται ότι προβάλλεται στο πεδίο αλληλοεπικάλυψης στρωματόμορφων συμπλεγμάτων και αλπικών οφειολίθων, ενώ ένα αρκετά μεγάλο μέρος εισέρχεται στην περιοχή των στρωματόμορφων.

Πάντως γενικά οι σπινέλλιοι παρουσιάζουν λόγο $\text{Fe}^{3+} \times 100 / \Sigma \text{R}^{3+} < 10$, το οποίο είναι χαρακτηριστικό των αλπικού τύπου χρωμιτών (Thayer 1964, 1970, Irvine 1967, Dickey 1975). Ο χαμηλός λόγος κατά τον Irvine (1967) οφείλεται στο ότι οι περισσότεροι σπινέλλιοι των αλπικού τύπου περιδοτιτών έχουν κρυσταλλωθεί σε σχετικά χαμηλή μερική πίεση οξυγόνου (υψηλότερη οι χρωμιούχοι, χαμηλότερη οι αργιλιούχοι), γιατί στο μεγάλο βάθος του ανώτερου μανδύα ή του φλοιού που κρυσταλλώθηκαν οι συνθήκες οξείδωσης ήταν σταθερά χαμηλές. Αντίθετα, οι σπινέλλιοι στα στρωματόμορφα συμπλέγματα κρυσταλλώνονται σε μικρότερα βάθη, με ποικίλες, αλλά υψηλότερες συνθήκες οξείδωσης, γι' αυτό και περιέχουν πολύ υψηλότερες τιμές Fe_2O_3 .



Σχήμα 4.5: Προβολή των σπινελλίων του πετρώματος σε τριγωνικό διάγραμμα ($\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti}$)-Cr-Al όπου φαίνονται και τα πεδία σύστασης των σπινελλίων των στρωματόμορφων συμπλεγμάτων και των υπολειμματικών περιδοτιτών/οφειολίθων κατά τους Jan and Windley (1990).

6. Τέλος, στο τριγωνικό διάγραμμα ($\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti}$)-Cr-Al όλες οι αναλύσεις των αναλλοίωτων σπινελλίων προβάλλονται στην περιοχή των υπολειμματικών περιδοτιτών/οφειολίθων, η οποία επίσης χαρακτηρίζεται από χαμηλά αθροίσματα ($\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti}$). Πιο συγκεκριμένα, οι χρωμιούχοι σπινέλλιοι των περιδοτιτών προβάλλονται καθαρά στην περιοχή των υπολειμματικών περιδοτιτών, ενώ αυτοί των δουνιτών και πυροξενιτών σε περιοχή που αλληλεπικαλύπτεται από το πεδίο για τα στρωματόμορφα συμπλέγματα.

4.6.3. Χημική σύσταση των χρωμιτών του μεταλλεύματος

Αναλύσεις χρωμιτών έγιναν σε όλους του τύπους μεταλλεύματος που παρατηρήθηκαν, δηλαδή στο συμπαγές, στο ταινιωτό (schlieren) και στο διάσπαρτο. Αναλύσεις διάσπαρτου και ταινιωτού μεταλλεύματος έγιναν στους χρωμίτες της περιοχής Γερακίνης, ενώ συμπαγούς στις περιοχές Αγίου Δημητρίου και Τζιουμάνι. Αντιπροσωπευτικές από αυτές δίνονται στους Πίνακες 4.6, 4.7 και 4.8.

Όπως παρατηρείται από τους Πίνακες 4.6, 4.7 και 4.8, εμφανίζεται πολύ μικρή διακύμανση στις συστάσεις των χρωμιτών που αναλύθηκαν σε όλους τους τύπους μεταλλεύματος.

Πίνακας 4.6: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χρωμιτών διάσπαρτου μεταλλεύματος της περιοχής Γερακινής.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0,00	0,19	0,07	0,60	0,02	0,21
TiO ₂	0,32	0,00	0,60	0,18	0,00	0,16
Al ₂ O ₃	11,80	10,91	11,40	11,13	11,68	11,72
Cr ₂ O ₃	55,02	55,46	57,07	56,42	56,25	56,46
Fe ₂ O ₃	5,06	5,53	3,47	2,99	4,78	4,16
FeO	16,57	16,09	16,85	20,02	16,12	15,96
MnO	0,00	0,56	0,13	0,00	0,14	0,23
MgO	11,40	11,06	11,34	9,11	11,25	11,58
NiO	0,00	0,19	0,00	0,38	0,54	0,30
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	100,17	99,99	100,91	100,83	100,78	100,78
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)						
Si	0,000	0,049	0,018	0,157	0,005	0,054
Ti	0,062	0,000	0,117	0,035	0,000	0,031
Al	3,615	3,366	3,471	3,437	3,561	3,561
Cr	11,302	11,471	11,652	11,684	11,501	11,504
Fe ³⁺	0,989	1,089	0,674	0,590	0,931	0,807
ΣM ^{3+,4+}	15,969	15,975	15,932	15,904	15,997	15,957
Fe ²⁺	3,602	3,522	3,641	4,385	3,486	3,440
Mn	0,000	0,125	0,028	0,000	0,031	0,050
Mg	4,413	4,313	4,365	3,556	4,336	4,448
Ni	0,000	0,053	0,000	0,107	0,149	0,083
ΣM ²⁺	8,015	8,012	8,034	8,048	8,001	8,021
Mg#	55,059	55,046	54,524	44,783	55,437	56,391
Cr#	75,764	77,315	77,048	77,269	76,359	76,362
Fe ³⁺ #	6,219	6,838	4,268	3,756	5,821	5,081

Πίνακας 4.7: Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χρωμιτών ταινιωτού μεταλλεύματος.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0,01	0,00	0,16	0,03	0,00	0,07	0,00	0,29	0,01	0,09
TiO ₂	0,08	0,16	0,20	0,19	0,33	0,46	0,03	0,34	0,50	0,42
Al ₂ O ₃	11,35	11,44	10,89	11,11	16,70	16,21	17,15	17,04	17,10	17,05
Cr ₂ O ₃	56,85	57,67	57,73	57,31	50,64	51,33	51,87	51,87	50,65	52,62
Fe ₂ O ₃	3,23	2,63	2,48	3,17	4,27	4,34	3,54	2,99	3,73	2,44
FeO	16,83	17,31	17,45	17,61	14,08	13,99	14,61	13,85	14,08	14,28
MnO	0,49	0,21	0,20	0,32	0,50	0,86	0,00	0,05	0,15	0,16
MgO	10,67	10,73	10,33	10,45	13,08	13,04	13,25	13,54	13,02	13,23
NiO	0,05	0,00	0,30	0,00	0,02	0,03	0,00	0,39	0,54	0,35
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,56	100,15	99,75	100,19	99,62	100,34	100,45	100,36	99,77	100,64
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)										
Si	0,003	0,000	0,042	0,008	0,000	0,018	0,000	0,072	0,003	0,022
Ti	0,016	0,031	0,040	0,037	0,063	0,087	0,006	0,064	0,096	0,079
Al	3,518	3,524	3,378	3,433	4,976	4,809	5,061	5,009	5,071	5,014
Cr	11,815	11,912	12,008	11,874	10,118	10,211	10,264	10,225	10,077	10,376
Fe ³⁺	0,639	0,517	0,492	0,626	0,812	0,823	0,667	0,562	0,705	0,458
ΣM ^{3+,4+}	15,991	15,984	15,959	15,977	15,969	15,948	15,997	15,932	15,951	15,949
Fe ²⁺	3,701	3,783	3,841	3,859	2,976	2,944	3,059	2,888	2,964	2,980
Mn	0,109	0,046	0,045	0,071	0,107	0,183	0,000	0,011	0,032	0,034
Mg	4,181	4,178	4,051	4,082	4,927	4,890	4,943	5,032	4,884	4,918
Ni	0,014	0,000	0,085	0,000	0,005	0,008	0,000	0,104	0,144	0,094
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣM ²⁺	8,005	8,008	8,020	8,011	8,016	8,026	8,001	8,034	8,025	8,025
Mg#	53,043	52,480	51,329	51,403	62,340	62,419	61,771	63,538	62,228	62,271
Cr#	77,058	77,171	78,045	77,574	67,034	67,984	66,976	67,118	66,523	67,422
Fe ³⁺ #	4,002	3,241	3,098	3,927	5,102	5,193	4,172	3,556	4,449	2,890

Πίνακας 4.8: Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χρωμιτών του συμπαγούς μεταλλεύματος.

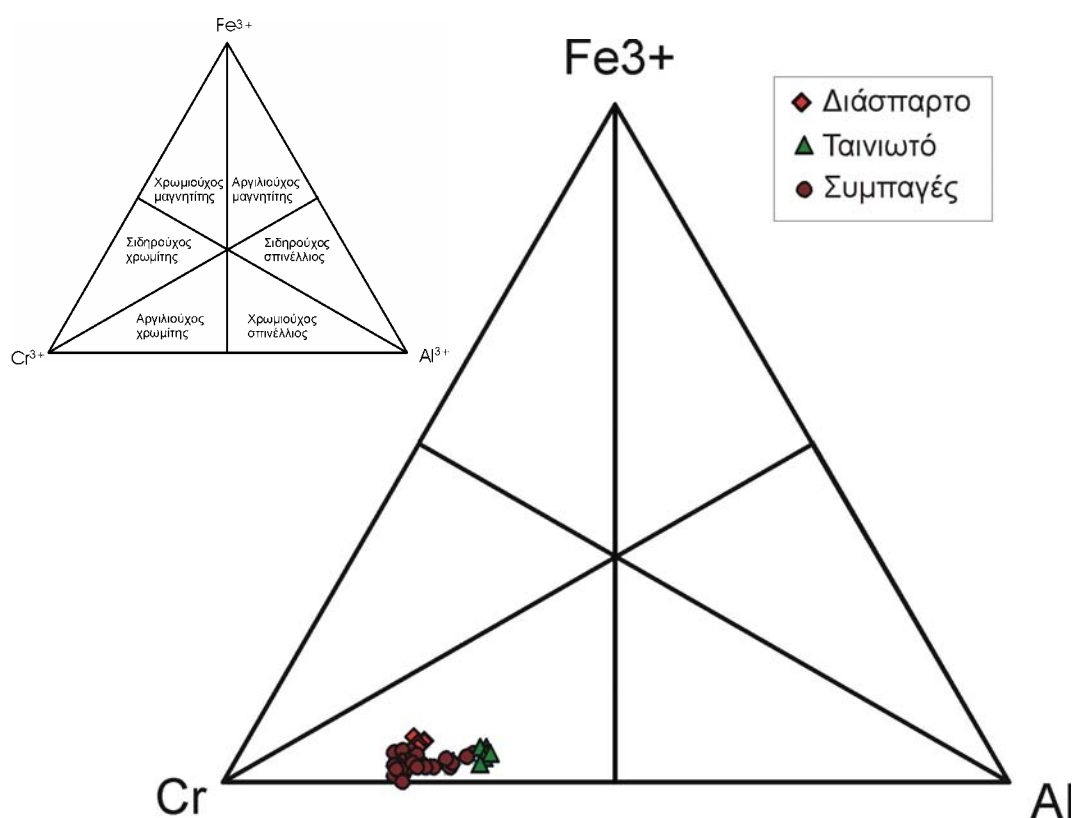
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	0,00	0,05	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,09	0,22	0,04	0,05	0,18	0,00	0,00
TiO ₂	0,16	0,17	0,27	0,26	0,18	0,05	0,13	0,21	0,05	0,20	0,21	0,04	0,31	0,17
Al ₂ O ₃	11,82	12,07	13,14	12,14	10,23	10,86	10,82	11,32	12,13	12,74	11,63	14,94	14,96	13,78
Cr ₂ O ₃	57,48	59,04	57,85	57,90	57,42	57,14	57,21	60,41	59,61	58,18	60,06	55,21	55,06	56,49
Fe ₂ O ₃	2,99	1,83	2,10	2,29	3,45	3,67	3,12	0,83	0,00	1,67	1,59	1,80	2,40	1,84
FeO	13,51	14,11	14,19	13,95	16,72	16,67	17,66	14,65	15,10	13,63	14,04	15,80	14,70	16,05
MnO	0,03	0,05	0,00	0,15	0,15	0,27	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
MgO	12,80	13,03	13,13	12,77	10,54	10,72	10,33	12,53	11,89	13,37	12,99	12,11	12,81	11,96
NiO	0,50	0,05	0,16	0,28	0,35	0,24	0,01	0,15	0,46	0,00	0,28	0,20	0,31	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,29	100,40	100,82	99,77	99,09	99,62	99,41	100,19	99,47	99,83	100,86	100,33	100,55	100,31
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)														
Si	0,000	0,013	0,000	0,008	0,011	0,000	0,003	0,023	0,058	0,010	0,013	0,045	0,000	0,000
Ti	0,031	0,033	0,051	0,050	0,035	0,010	0,026	0,040	0,010	0,038	0,040	0,008	0,058	0,032
Al	3,607	3,640	3,928	3,685	3,199	3,369	3,373	3,437	3,706	3,842	3,500	4,478	4,457	4,161
Cr	11,763	11,939	11,596	11,785	12,042	11,890	11,963	12,308	12,209	11,764	12,116	11,097	10,999	11,436
Fe ³⁺	0,583	0,352	0,400	0,443	0,690	0,726	0,621	0,161	0,000	0,321	0,305	0,345	0,457	0,354
ΣM ^{3+,4+}	15,984	15,977	15,975	15,971	15,977	15,995	15,986	15,969	15,982	15,976	15,974	15,974	15,971	15,984
Fe ²⁺	2,923	3,019	3,008	3,005	3,710	3,669	3,906	3,159	3,273	2,916	2,997	3,360	3,107	3,438
Mn	0,007	0,011	0,000	0,033	0,035	0,061	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000
Mg	4,938	4,967	4,962	4,900	4,167	4,204	4,073	4,816	4,591	5,097	4,940	4,588	4,825	4,565
Ni	0,140	0,014	0,043	0,077	0,100	0,068	0,003	0,041	0,129	0,000	0,076	0,054	0,083	0,005
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣM ²⁺	8,008	8,011	8,013	8,015	8,011	8,002	8,007	8,016	7,993	8,012	8,013	8,013	8,015	8,008
100xMg/ (Mg+Fe ²⁺)	62,814	62,196	62,257	61,990	52,899	53,393	51,047	60,389	58,379	63,610	62,239	57,726	60,832	57,044
100xCr / (Cr+Al)	76,532	76,636	74,697	76,180	79,009	77,919	78,004	78,169	76,716	75,383	77,588	71,247	71,164	73,321
100xFe ³⁺ /R ³⁺	3,652	2,211	2,512	2,783	4,328	4,543	3,889	1,010	0,000	2,015	1,918	2,168	2,870	2,220

Συνολικά στους χρωμίτες της περιοχής το Al_2O_3 κυμαίνεται από 10,29 έως 17,15%, το Cr_2O_3 από 50,14 έως 61,62%, το FeO από 13,37 έως 18,29% και το MgO από 10,23 έως 13,54%. Ο Fe_2O_3 κυμαίνεται γενικά από 1,82 έως 5,60, εμφανίζοντας σχετικά αυξημένες τιμές στο ταινιωτό και διάσπαρτο μεταλλεύμα σε σχέση με το συμπαγές. Στους χρωμίτες επίσης εμφανίζεται TiO_2 σε περιεκτικότητες έως 0,61%, MnO έως 0,86% και NiO έως 0,54%.

Στα Σχήματα 4.6, 4.7 και 4.8 δίνονται τα διαγράμματα σύστασης των σπινελλίων του μεταλλεύματος κατά Stevens (1944).

Από τα διαγράμματα αυτά και τους πίνακες αναλύσεων των χρωμιτών που παρατέθηκαν παραπάνω, βγαίνουν τα παρακάτω συμπεράσματα:

1. Από το τριγωνικό διάγραμμα Fe^{3+} -Cr-Al του Σχήματος 4.6 φαίνεται ότι οι σπινέλλιοι όλων των μορφολογικών τύπων μεταλλεύματος προβάλλονται στην περιοχή του αργιλιούχου χρωμίτη.



Σχήμα 4.6: Προβολή των σπινελλίων του μεταλλεύματος στο τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al- Fe^{3+} σύστασης και ονοματολογίας κατά Stevens (1944).

2. Οι τιμές Cr# των χρωμιτών του μεταλλεύματος κυμαίνονται από 66-79, δηλαδή παρουσιάζουν περιορισμένο εύρος και οι χρωμίτες γενικά είναι υψηλού χρωμίου. Οι τιμές Mg # επίσης παρουσιάζουν περιορισμένο εύρος (45-63). Επιπλέον, οι τιμές Cr# και Mg# παρουσιάζουν αρνητική συσχέτιση μεταξύ τους. Κατά τους Irvine (1967), Thayer (1970) και Dickey (1975), η μικρή διακύμανση των τιμών Mg# και η αρνητική συσχέτιση μεταξύ Cr# και Mg# είναι χαρακτηριστικό των αλπικού τύπου χρωμιτών.

Στο διάγραμμα $\text{Cr}x100/(\text{Cr}+\text{Al})-\text{Mg}x100/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ τους Σχήματος 4.7A, όπου φαίνονται τα πεδία συστάσεων χρωμιτών κατά Dick and Bullen (1984), οι χρωμίτες του μεταλλεύματος προβάλλονται στην περιοχή αλληλοεπικάλυψης των αλπικού και στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων. Παρόλα αυτά, η αρνητική συσχέτιση Cr#-Mg# φανερώνει τον αλπικού τύπου χαρακτήρα των παραπάνω χρωμιτών.

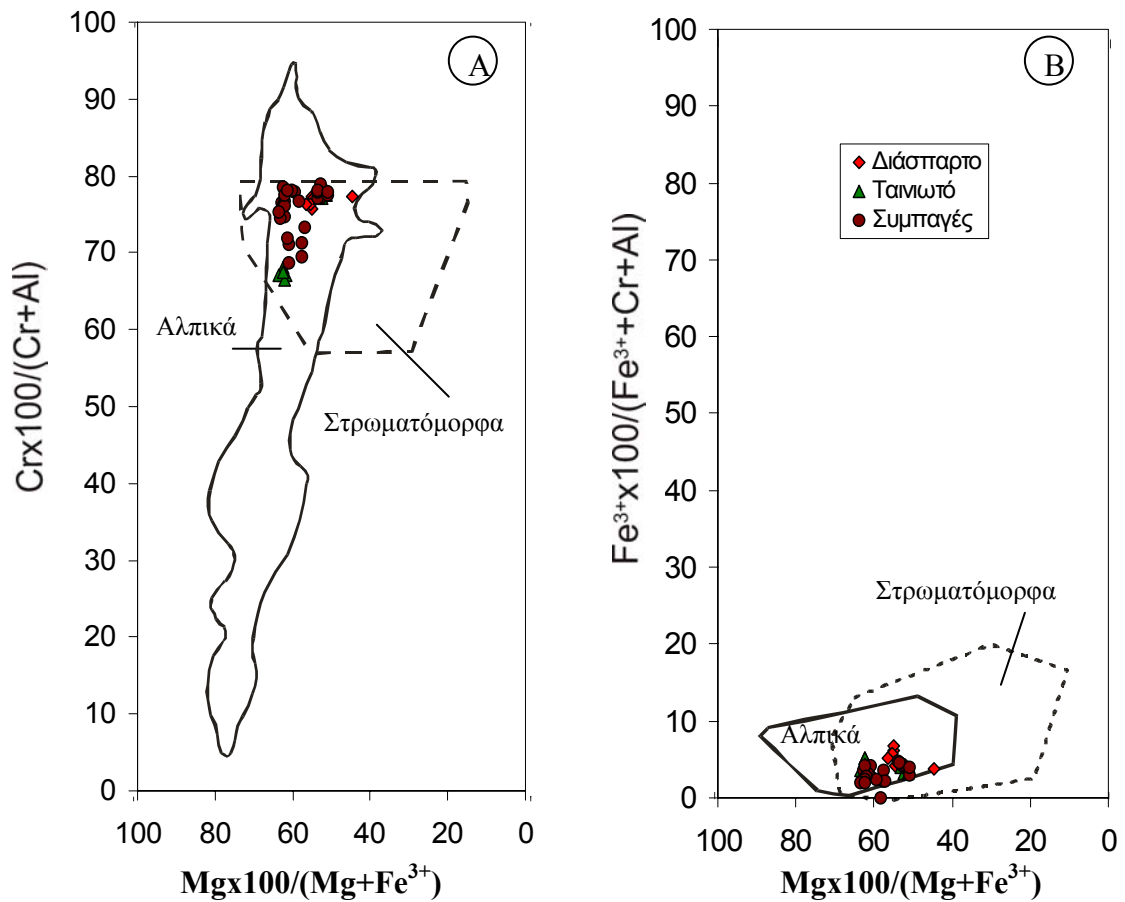
3. Από τους πίνακες αναλύσεων των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης προκύπτει ότι έχουν τιμές $\text{Fe}^{3+}\#$ που δεν ξεπερνούν το 7, είναι δηλαδή μικρότερες από 10. Οι τιμές $\text{Fe}^{3+}\#$ κάτω από 10 αποτελούν γνώρισμα των αλπικού τύπου χρωμιτών (Thayer 1964, 1970, Irvine 1967). Αυτό επιβεβαιώνεται και από το διάγραμμα προβολής $\text{Fe}^{3+}x100/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})-\text{Mg}x100/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ (Σχήμα 4.7B) όπου εμφανίζονται επίσης μέσα στο πεδίο των αλπικού τύπου χρωμιτών, όπως ορίστηκε από τον Irvine (1967), με τιμές λόγου $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{R}^{3+}$ χαμηλότερες από 10%.

4. Κατάταξη των χρωμιτών της περιοχής μελέτης στους αλπικού τύπου δείχνει και η προβολή τους σε τριγωνικό διάγραμμα $\text{Fe}^{3+}-\text{Cr}-\text{Al}$, το οποίο περιέχει τα σχετικά πεδία κατά Dickey (1975) (Σχήμα 4.8).

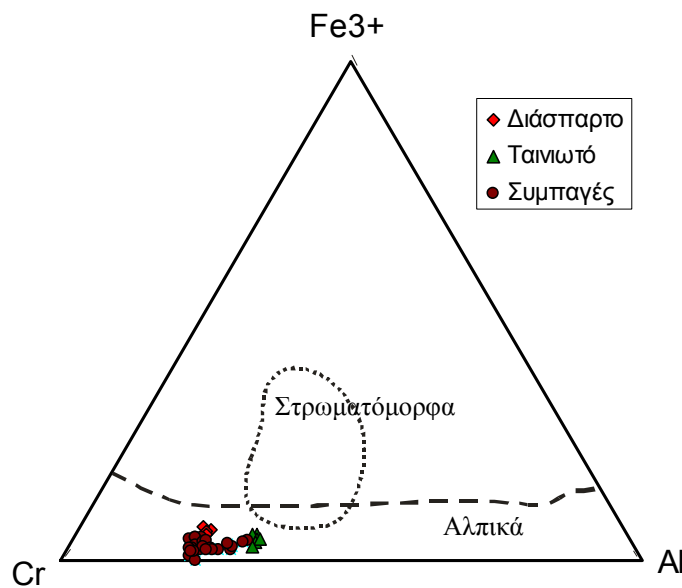
5. Οι αναλύσεις χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής προβλήθηκαν και σε ορθογώνιο διάγραμμα $\text{TiO}_2 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ (Σχήμα 4.9). Στο διάγραμμα αυτό φαίνεται ότι έχουν χαμηλές τιμές TiO_2 και υψηλές Cr_2O_3 και προβάλλονται κατά το μεγαλύτερο ποσοστό τους στην περιοχή των αλπικού τύπου (λοβόμορφων) χρωμιτών, με μια σχετική διασπορά γύρω από το κέντρο μεγαλύτερης πυκνότητας και προς τα γειτονικά πεδία ή εκτός πεδίων.

Οι χαμηλές τιμές TiO_2 είναι χαρακτηριστικό των αλπικού τύπου χρωμιτών, που τους διαχωρίζει από τους στρωματόμορφους. Οι χρωμίτες του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης, όπως φαίνεται από τους πίνακες παίρνουν τιμές $\text{TiO}_2 < 0,6$. Σύμφωνα με τον Dickey (1975) το όριο μεταξύ αλπικού και στρωματόμορφου τύπου χρωμιτών είναι 0,3% TiO_2 , ενώ ο Ahmed (1984) το ανεβάζει στο 0,4%. Το γεγονός αυτό όμως δεν αποκλείει τον οφειολιθικό χαρακτήρα των κοιτασμάτων της περιοχής, αφού έχουν βρεθεί και αλπικού τύπου χρωμίτες με περιεκτικότητες $>1,0\%$ (π.χ. Dick 1975, Auge 1987), ενώ σύμφωνα με τους Leblanc and Ceuleneer (1992), οι τιμές TiO_2 αποτελούν περισσότερο ένδειξη, παρά διαγνωστικό χαρακτηριστικό.

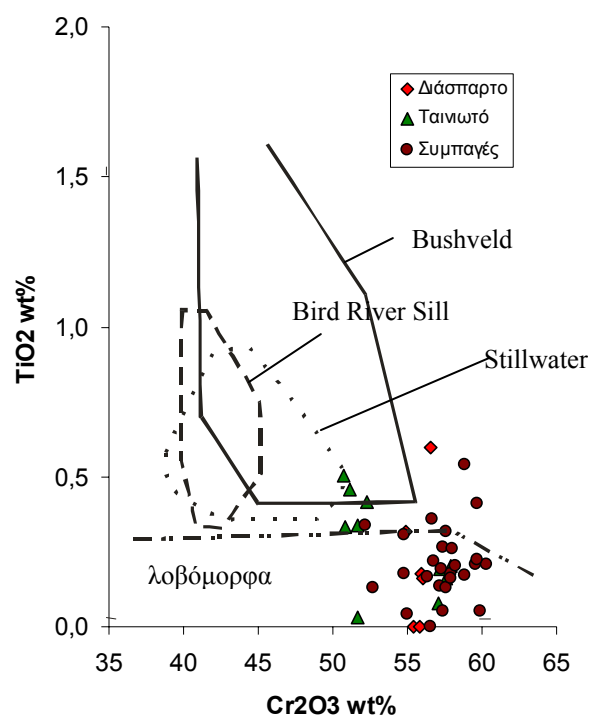
6. Από προβολή των συστάσεων των χρωμιτών της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα $\text{FeO}_{\text{ολ}}(\text{ολικός σίδηρος ως δισθενής})-\text{Cr}_2\text{O}_3$ (Σχήμα 4.10) όπου τα σχετικά πεδία αποτυπώνουν περισσότερο τη σχέση μεταβολής μεταξύ $\text{FeO}_{\text{ολ}}$ και Cr_2O_3 , προκύπτει ότι: οι χρωμίτες της περιοχής μελέτης παρουσιάζουν σταθερές τιμές $\text{FeO}_{\text{ολ}}$ ή μικρή αύξηση σε σχέση με το Cr_2O_3 . Έτσι, προσομοιάζουν περισσότερο με τους χρωμίτες αλπικού τύπου παρά με εκείνους των στρωματόμορφων κοιτασμάτων, όπου σαφώς υπάρχει μια αρνητική σχέση μεταξύ $\text{FeO}_{\text{ολ}}$ και Cr_2O_3 .



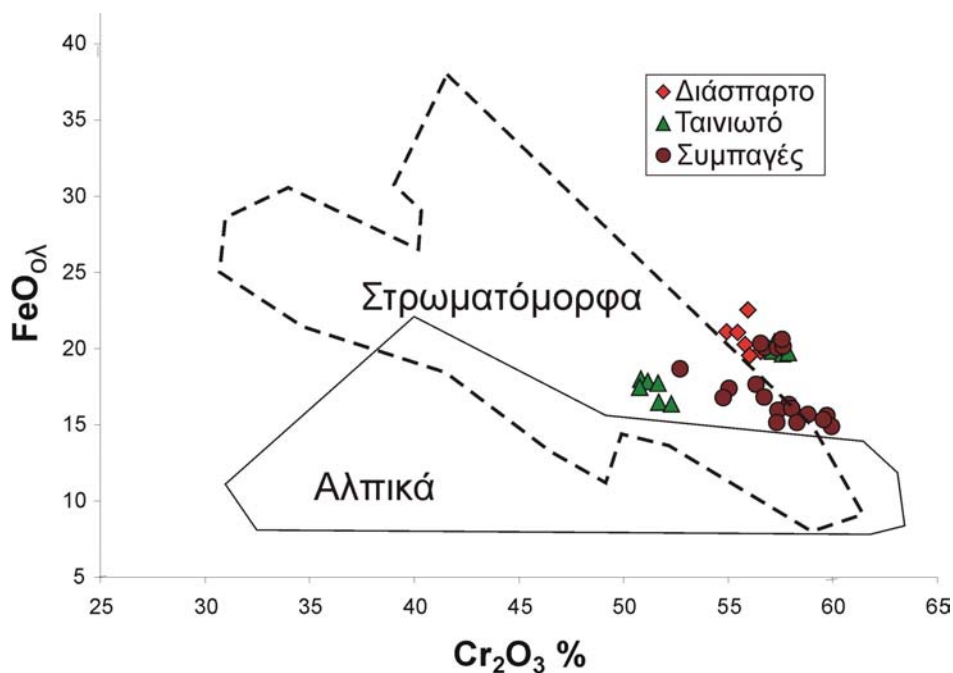
Σχήμα 4.7: Προβολή των σπινελίων του μεταλλεύματος στα ορθογώνια διαγράμματα Stevens (1944). Στο σχήμα A διακρίνονται και τα πεδία σύστασης κατά Dick and Bullen (1984), ενώ στο B τα πεδία σύστασης κατά Irvine (1967) για τα στρωματόμορφα και Αλπικού τύπου συμπλέγματα.



Σχήμα 4.8: Προβολή των σπινελίων του μεταλλεύματος στο τριγωνικό διάγραμμα Fe^{3+} -Cr-Al όπου φαίνονται και τα πεδία σύστασης των σπινελίων των στρωματόμορφων και των αλπικού τύπου χρωμιτών κατά Dickey (1975).



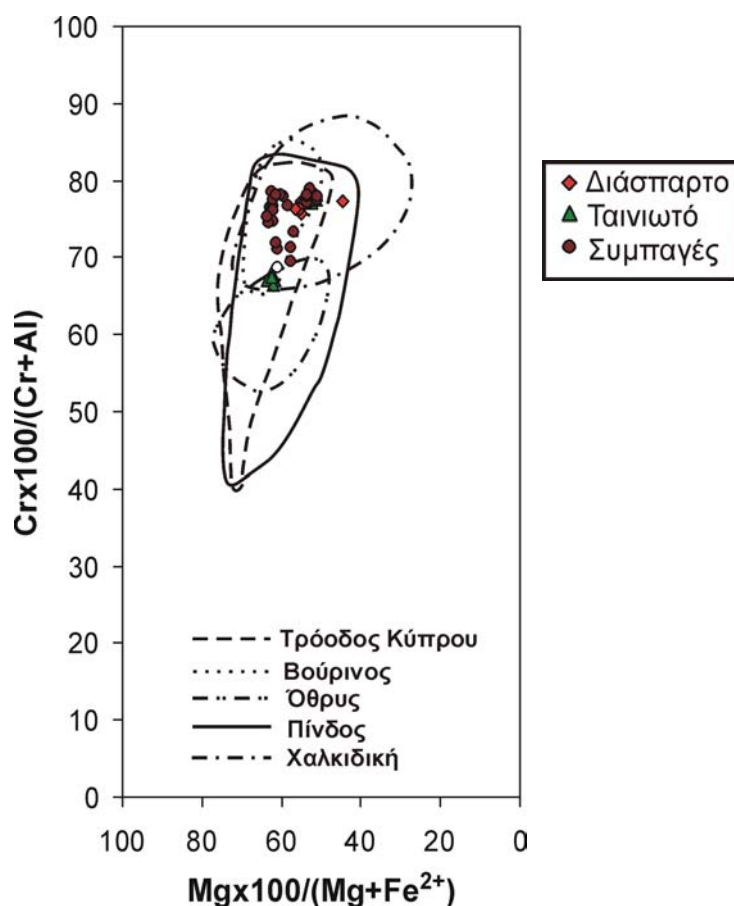
Σχήμα 4.9: Προβολή των χρωμιτών του μεταλλεύματος στο ορθογώνιο διάγραμμα $\text{TiO}_2 - \text{Cr}_2\text{O}_3$, όπου φαίνονται τα πεδία προβολής των λοβόμορφων (αλπικού τύπου) χρωμιτών και των τριών κυριότερων στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων Bushveld, Stillwater και Bird River Sill του Great Dyke σύμφωνα με τους Ferrario and Garuti (1988, και αναφορές).



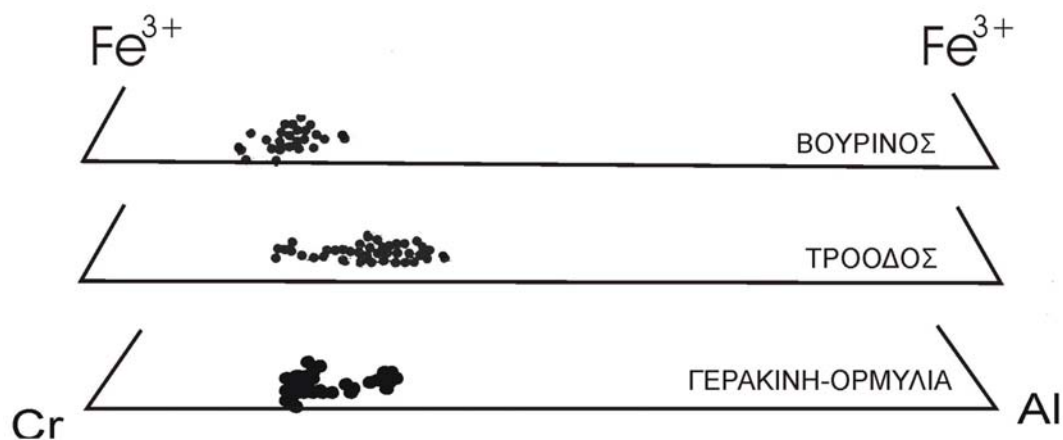
Σχήμα 4.10: Σχέση Cr_2O_3 - $\text{FeO}_{\text{ολ}}$ (ολικού) των σπινελίων του πεταλλεύματος της περιοχής μελέτης και σύγκριση με τα πεδία αλπικού και στρωματόμορφου τύπου χρωμιτών κατά Thayer (1970).

4.6.4. Σύγκριση της σύστασης των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας με άλλα Αλπικού τύπου κοιτάσματα

Στα Σχήματα 4.11 και 4.12 δίνονται τα πεδία σύστασης χρωμιτών από γνωστά κοιτάσματα της Ελλάδας και του κόσμου για σύγκριση με την περιοχή μελέτης.



Σχήμα 4.11: Σύγκριση πεδίων σύστασης χρωμιτών από το κοιτάσματα του Τρόδους Κύπρου (Greenbaum 1977), του Βούρινος (Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1990), της Πίνδου (Economou-Eliopoulos and Vacondios 1995), της Όθρυς (Economou-Eliopoulos et al. 1999), της Δ. Χαλκιδικής (Michailidis and Sklavounos 1996) και τα αποτελέσματα των αναλύσεων της παρούσας μελέτης σε προβολή στο διάγραμμα $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ προς $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$.



Σχήμα 4.12: Σύγκριση της σύστασης των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης με των κοιτασμάτων Βούρινου και Τροόδους (από Auge and Johan 1988).

Από το Σχήμα 4.11 παρατηρείται ότι η σύσταση του χρωμιτικού μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης συμφωνεί με τις συστάσεις που αναφέρονται γενικά για τη δυτική Χαλκιδική από τους Michailidis and Sklavounos (1996). Από τους υπόλοιπους χρωμίτες, η σύστασή τους συμφωνεί περισσότερο με αυτούς του Βούρινου. Η Όθρυς έχει γενικά χαμηλότερες τιμές Cr#, ενώ οι υπόλοιπες περιοχές έχουν ευρύτερο φάσμα τιμών Cr#, που περικλείει και την περιοχή μελέτης.

Στο Σχήμα 4.12 φαίνεται επίσης η συμφωνία των συστάσεων των χρωμιτών της περιοχής μελέτης με τους χρωμίτες του Βούρινου, καθώς και με του Τροόδους της Κύπρου, από του οποίου παρουσιάζουν πιο περιορισμένο εύρος.

5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ

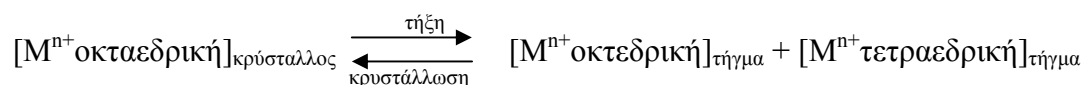
5.1. Συμπεριφορά στοιχείων στη μαγματική διαδικασία

Η συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων και η μετακίνησή τους από το τήγμα στη στερεά φάση κατά τη μαγματική κρυστάλλωση απασχόλησε τους επιστήμονες ακόμα από τη δεκαετία του 1930 και διατυπώθηκαν πάνω σ' αυτή διάφορες θεωρίες. Οι θεωρίες αυτές είχαν ως αρχή κυρίως το γεγονός ότι τα στοιχεία έχουν την τάση να καταλαμβάνουν στα κρυσταλλικά πλέγματα θέσεις που τους προσφέρουν σταθερότερη ενεργειακή κατάσταση (π.χ. Burns et al. 1964, Burns and Fyfe 1967). Αργότερα, αυτές επεκτάθηκαν με τη διαπίστωση ότι εκτός από τα κρυσταλλικά στερεά, υπάρχουν και στο μάγμα δομές που φιλοξενούν κατιόντα (Burns and Fyfe 1964, Whitaker 1967).

Έτσι, οι Burns and Fyfe (1964) και Curtis (1964) ερμήνευσαν την τάση των στοιχείων Ni και Cr να εγκαταλείπουν νωρίς το μάγμα και να ενσωματώνονται στα πρώτα κρυσταλλούμενα ορυκτά ολιβίνη και σπινελίους, κάτι που είχε ήδη παρατηρηθεί πολύ παλιότερα (Williams 1959, από Burns 1973), ως εξής:

Στο πυριτικό τήγμα υπάρχουν, τόσο οκταεδρικές, όσο και τετραεδρικές θέσεις. Στα πρώτα κρυσταλλούμενα ορυκτά από την άλλη, προσφέρονται για την κατάληψη από κατιόντα μόνο οκταεδρικές θέσεις. Η προτίμηση των Ni^{2+} και Cr^{3+} για τις οκταεδρικές θέσεις είχε ήδη διαπιστωθεί. Άρα τα Ni^{2+} και Cr^{3+} μετακινούνται προς το κρυσταλλούμενο στερεό, λόγω της «αντιπάθειάς» τους για τις τετραεδρικές θέσεις του τήγματος.

Η συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων ως προς την κατάληψη θέσεων σε ορυκτά βοηθά στην εξαγωγή σημαντικών πετρολογικών συμπερασμάτων. Έτσι, για παράδειγμα, η περιεκτικότητα σε Cr και Ni μανδυακών πετρωμάτων (π.χ. λερζολίθου) που βρίσκονται σήμερα στην επιφάνεια, έχει χρησιμοποιηθεί ως δείκτης του βαθμού μερικής τήξης που έχουν υποστεί. Κατά τη μερική τήξη για τα κατιόντα Cr^{3+} και Ni^{2+} ισχύει η παρακάτω ισορροπία (Burns 1973):



καθότι, όπως αναφέρθηκε πιο πριν, τα Cr^{3+} και Ni^{2+} στην κρυσταλλική φάση (κλινοπυρόξενος και σπινέλλιος για το πρώτο και ολιβίνης για το δεύτερο) καταλαμβάνουν οκταεδρικές θέσεις, ενώ στο τήγμα μπορεί να καταλαμβάνουν είτε τετραεδρικές είτε οκταεδρικές. Τα κατιόντα όμως αυτά, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, έχουν ενεργειακή προτίμηση στις οκταεδρικές θέσεις, άρα η παραπάνω ισορροπία μετατοπίζεται ισχυρά προς τα αριστερά, ώστε κατά τη μερική τήξη τα στοιχεία Cr και Ni να παραμένουν στο πέτρωμα.

Επίσης, δείκτη βαθμού μερικής τήξης μπορεί να αποτελέσει και ο λόγος $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ στους ολιβίνες των πετρωμάτων (Carter 1970). Κατά τη μερική τήξη ο Fe^{2+} έχει μεγαλύτερη τάση από το Mg να απομακρύνεται από το πλέγμα του ορυκτού. Έτσι, υψηλές τιμές $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ δείχνουν μεγαλύτερο βαθμό μερικής τήξης.

Αντίθετα με τα Cr και Ni, τα μεταβατικά στοιχεία Mn, Fe και Ti δεν έχουν καμία προτίμηση στις οκταεδρικές θέσεις και έτσι κατά τη μερική τήξη δεν παρεμποδίζεται η μετάβασή τους από το πέτρωμα στο τήγμα (Burns 1973).

Ακολούθησαν και άλλοι ερευνητές που ασχολήθηκαν με την κατανομή των ιχνοστοιχείων στους κρυστάλλους των ορυκτών, τόσο κατά τη μαγματική κρυστάλλωση, όσο και κατά τη μετέπειτα μετακίνηση. Μεγάλο ρόλο στο πρώτο θέμα έπαιξε η μελέτη των ξενολίθων. Ο Stosch (1981) μελέτησε την κατανομή των Sc, Cr, Co και Ni στα ορυκτά σπινελλιούχων περιδοιτιτικών ξενολίθων. Βρήκε ότι στους σπινελλίους, ενώ θα περίμενε κανείς τα Co^{2+} και Ni^{2+} να καταλαμβάνουν τετραεδρικές θέσεις μέσα σ' αυτούς, το Ni προτιμάει οκταεδρικές θέσεις, υψηλότερης ενέργειας, σύμφωνα με την άποψη του Burns (1973). Επιπλέον παρατήρησε ότι το Ni^{2+} συσχετίζεται θετικά με την περιεκτικότητα σε Al [ή τον λόγο $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Cr})$] των σπινελίων και αρνητικά με την περιεκτικότητα σε Cr [ή το λόγο $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$], άρα συμπερασματικά εμπλουτίζεται περισσότερο στα λιγότερο εκπλυμένα πετρώματα, που περιέχουν περισσότερο ασυμβίβαστο Al. Η συσχέτιση του Ni με τα στοιχεία Cr και Al (αρνητική και θετική αντίστοιχα) σύμφωνα πάντα με τον Stosch, επαληθεύει την άποψη του Burns (1973) ότι το Ni καταλαμβάνει οκταεδρικές θέσεις στο σπινέλλιο, όπου φιλοξενούνται τα στοιχεία Cr και Al. Ο Stosch (1981) δεν παρατήρησε καμιά συσχέτιση του παραπάνω ιχνοστοιχείου με τα Mg^{2+} ή Fe^{2+} . Τέλος διαπίστωσε ότι η κατανομή του στο σπινέλλιο ελέγχεται και από την παρουσία των υπόλοιπων ορυκτών φάσεων. Συγκεκριμένα υπολόγισε λόγο κατανομής μεταξύ ολιβίνη και σπινελλίου $\text{Ni}^{\text{Ol}}/\text{Ni}^{\text{Chr}}$ 0,9 – 2,27%, γύρω στο 1 για μη εκπλυμένους έως ελαφρώς εκπλυμένους λερζόλιθους του άνω μανδύα και μεγαλύτερο του 1 για εκπλυμένους λερζόλιθους ή χαρτσβουργίτες.

Αργότερα, οι Paktunc and Cabri (1995) συγκεντρώνοντας στοιχεία από μεγάλο αριθμό αναλύσεων χρωμιούχων σπινελίων από διάφορα αντιπροσωπευτικά κοιτάσματα του κόσμου επαλήθευσαν την αρνητική συσχέτιση του Ni με το λόγο Cr και την τάση του να καταλαμβάνει οκταεδρικές θέσεις στο πλέγμα του σπινελλίου. Επιπλέον, παρατήρησαν την αύξηση των ποσοστών του Ni για τους περισσότερους χρωμίτες στα λιγότερο εκπλυμένα πετρώματα, καθώς διαπίστωσαν εμπλουτισμό σε Ni με την αύξηση του λόγου $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$. Για την κατανομή του Ni μεταξύ ολιβίνη και χρωμίτη υπολόγισαν λόγους $\text{Ni}^{\text{Ol}}/\text{Ni}^{\text{Chr}}$ 0,6 έως 6,1 με μέσο όρο 2,3, με τους οφειολιθικούς χρωμιούχους σπινελλίους να εμφανίζουν τιμές πάνω από 4.

Για τον Zn στους χρωμιούχους σπινελλίους βρήκαν απότομη αρνητική συσχέτιση με το λόγο $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$, επαληθεύοντας την τάση του Zn να καταλαμβάνει τετραεδρικές θέσεις (Navrotsky and Kleppa 1976, από Paktunc and Cabri 1995).

5.2. Αναλύσεις ιχνοστοιχείων

Η έρευνα όσον αφορά τα ιχνοστοιχεία στους ελληνικούς χρωμίτες ήταν παλιότερα σχετικά περιορισμένη λόγω της έλλειψης της κατάλληλης υποδομής για τη μέτρηση των μικρών συγκεντρώσεων αυτών στα πετρώματα. Τον τελευταίο καιρό όμως, λόγω της προόδου της τεχνολογίας που επιτρέπει μετρήσεις με ακρίβεια ακόμα και πολύ μικρών ποσοτήτων, το ενδιαφέρον κυρίως Ελλήνων, αλλά και ξένων ερευνητών όλο και αυξάνει. Με μελέτη ιχνοστοιχείων στους ελληνικούς χρωμίτες

έχουν ασχοληθεί οι: Papadakis (1977): Τριάδι Χαλκιδικής, Papadakis and Michailidis (1978): Βούρινος-Βέρμιο-Βόρας, Magganis and Economou (1988): Σουφλί, Κωνσταντοπούλου (1990): Βούρινος, Economou-Eliopoulos (1993): διάφορα ελληνικά κοιτάσματα, Economou-Eliopoulos and Vacondios (1995): Πίνδος, Economou-Eliopoulos (1996): διάφορες περιοχές της Ελλάδας, Economou-Eliopoulos et al. (1997): Όθρυς, Economou-Eliopoulos et al. (1999): Πίνδος.

Στην περιοχή μελέτης έγιναν συνολικά 12 αναλύσεις ιχνοστοιχείων από δύο διαφορετικές τοποθεσίες. Τα ιχνοστοιχεία που αναλύθηκαν είναι τα: Co, Cu, Ni, Mn, Zn και Ti. Στον Πίνακα 5.1 φαίνονται οι αναλύσεις που έγιναν, τα όρια κύμανσης, οι μέσες τιμές, καθώς και οι μέσες τιμές ορισμένων ιχνοστοιχείων από το μανδύα, όπως δίνονται από τους Jagoutz et al. (1979) για σύγκριση.

Πίνακας 5.1. Περιεκτικότητες ιχνοστοιχείων (σε ppm) συμπυκνώματος δειγμάτων μεταλλεύματος χρωμίτη από την περιοχή Γερακινής-Ορμύλιας.

Δείγμα	Co	Cu	Ni	Mn	Zn	Ti
GJ ₁₂	159	20	652	1258	424	1676
1AD ₀	153	20	847	6215	390	2227
GR ₅	139	23	829	1175	315	1663
GJ ₈	186	14	615	1326	460	1653
2AD ₁₀	151	17	814	1130	395	1936
GJ ₅	155	20	930	1119	410	1806
GR ₆	144	14	738	1218	344	1652
1AD ₁₀	192	11	593	1264	461	2049
2AD ₁₂	160	26	971	1085	402	2175
GJ ₁₁	161	20	644	1249	424	1805
GD ₀	226	14	680	1191	364	2401
2AD ₁₁	195	17	931	1172	422	1959
Όρια κύμανσης	139-226	11-26	593-971	1085-1326*	315-461	1652-2401
Μέσες τιμές	169	18	770	1199*	401	1917
Μανδύας	100	6,4	1950		59	

* δεν περιλαμβάνεται η τιμή του δείγματος 1AD₀

Η περιεκτικότητα του χρωμιτικού μεταλλεύματος σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία καθορίζεται από τη σύσταση του μάγματος από το οποίο κρυσταλλώνεται. Αυτό με τη σειρά του θα έχει σύσταση που καθορίζεται κατά κύριο λόγο από το βαθμό μερικής τήξης του μανδύα και/ή επακόλουθης τροποποίησης της σύστασης του μάγματος, το οποίο προέκυψε (π.χ. λόγω αλληλεπίδρασης τήγματος-πετρώματος, ή κλασματικής κρυστάλλωσης) (Jaques and Green 1980, Bacuta et al. 1990, Zhou et al. 1994, Leblanc 1995, Economou-Eliopoulos 1996). Μάλιστα, έρευνες που έχουν γίνει στις ελληνικές χρωμιτικές εμφανίσεις και κοιτάσματα (π.χ. Πίνδος, Όθρυς, Βούρινος και αλλού) έχουν δείξει ότι κυρίως η σύσταση των χρωμιτών ελέγχεται από τη σύσταση του μάγματος, παρά από δευτερογενείς διεργασίες που λαμβάνουν χώρα μετά την κρυστάλλωση, όπως αλλοιώσεις (Economou-Eliopoulos 1993, 1996).

Ο βαθμός μερικής τήξης απομακρύνει στοιχεία από τον αρχικό περιδοτίτη σε ποσότητες που εξαρτώνται από τη συμβιβαστότητά τους. έτσι, π.χ., τα στοιχεία Al και Ti είναι ασυμβίβαστα με το πέτρωμα και περνούν εύκολα στο τήγμα, σε αντίθεση με τα Cr και Ni, που είναι συμβιβαστά και προτιμούν να μένουν στο υπόλειμμα (Burns

1973, Tindle and Pearce 1983, Barnes et al. 1985). Επιπλέον, οι Κωνσταντοπούλου (1990) και Economou-Eliopoulos et al. (1997) διαπιστώνουν ότι οι περιεκτικότητες σε V και Zn φαίνεται να είναι υψηλότερες στα χρωμικά μεταλλεύματα που προήλθαν από χαμηλότερου βαθμού μερική τήξη ή από λιγότερο εκπλυμένους μανδυακούς περιδοτίτες.

Τα παραπάνω, εξηγούν και τις περιεκτικότητες των ιχνοστοιχείων της περιοχής μελέτης σε σχέση με τις περιεκτικότητές τους στο μανδύα. Έτσι, όπως φαίνεται από τον Πίνακα 5.1, τα ασυμβίβαστα στοιχεία Zn και Ti παρουσιάζονται αυξημένα σε σχέση με τις περιεκτικότητες του μανδύα, ενώ το συμβίβαστο Ni παρουσιάζει χαμηλότερες τιμές.

Στον Πίνακα 5.2 φαίνονται για σύγκριση με την περιοχή μελέτης οι περιεκτικότητες σε ιχνοστοιχεία που έχουν βρεθεί για τις υπόλοιπες χρωμικές εμφανίσεις και κοιτάσματα στην Ελλάδα, καθώς και στην ίδια περιοχή από προηγούμενους μελετητές:

Πίνακας 5.2: Συγκεντρώσεις (σε ppm) ιχνοστοιχείων σε χρωμικά κοιτάσματα και σε χρωμίτες από διάφορες περιοχές της Ελλάδας.

	Ti	Mn	V	Co	Ni	Zn	Cu	*
Βούρινος	<100	1000	235	500	833	500		(1)
Βέρμιο-Βόρας	<100	3557	339	371	729	420		(2)
Τριάδι	<20	1483	367	667	367	307		(2)
Βέρμιο-Βόρας				270	1353		163	(3)
Βούρινος			450	230	1740	230	40	(4)
Πίνδος				442	1775		55	(5)
Όθρυς			980	300	1700	300	75	(3), (6)
<u>Χαλκιδική</u> Βάβδος Ορμύλια Γερακινή <u>Αν.Χαλκιδική-</u> <u>Σερβομακεδονική</u> Γομάτι Νιγρίτα				350 310 330	1050 1000 1100 1100 1200		60 40 38 80 60	(3)
<u>Πίνδος</u> υψηλού Al μετάλλευμα ενδιάμεσο μετάλλευμα υψηλού Cr μετάλλευμα	950 770 290			240 260 170	1400 840 1590	480 560 330	38 6 3	(7)
Περιοχή μελέτης	1917	1199		169	770	401	18	(8)

*(1): Papadakis (1977), (2): καθαρός χρωμίτης, Papadakis and Michailidis (1978), (3): μετάλλευμα Economou (1986), (4): μετάλλευμα, Κωνσταντοπούλου (1990), (5): μετάλλευμα, Economou-Eliopoulos and Vacondios (1995), (6): μετάλλευμα, Economou-Eliopoulos et al. (1997), (7): μετάλλευμα, Economou-Eliopoulos et al. (1999), (8): συμπύκνωμα μεταλλεύματος, παρούσα μελέτη.

Σύμφωνα με τους Burns (1973), Stosch (1981) και Paktunc and Cabri (1995), το Ni προτιμά να ενσωματώνεται στις οκταεδρικές θέσεις του ολιβίνη, παρά του σπινελλίου. Πιθανότατα αυτός είναι και ο λόγος που στον Πίνακα 5.2 το Ni είναι πιο

εμπλουτισμένο σε αναλύσεις μεταλλεύματος, παρά χρωμίτη ή συμπυκνώματος στις ίδιες περιοχές.

Στην περιοχή μελέτης όμως οι χρωμίτες, παράλληλα με τη μειωμένη περιεκτικότητα σε Ni, παρουσιάζουν και ιδιαίτερα ψηλές τιμές Ti, που δε δικαιολογούνται με την παραπάνω θεωρία. Παράλληλα, οι χρωμίτες της περιοχής μελέτης, όπως αναφέρθηκε και στο κοιτασματολογικό μέρος, είναι υψηλού Cr, πράγμα που προϋποθέτει προέλευση από υψηλού βαθμού μερικής τήξης μάγματα, ή από αρκετά εκπλυμένο υπολειμματικό μανδύα (Bacuta et al. 1990, Economou-Eliorouls and Vacondios 1995, Zhou et al. 1994, Economou-Elioroulos 1996), πράγμα που δε δικαιολογεί τις χαμηλές τιμές του συμβιβαστού Ni και τις υψηλές του ασυμβιβαστού Ti. Σ' αυτές τις περιπτώσεις οι Economou-Elioroulos et al. (1999) πρότειναν ότι το μάγμα που έδωσε το μέταλλευμα υπέστη προηγουμένως μερική διαφοροποίηση λόγω κλασματοποίησης. Το γεγονός αυτό με τη σειρά του σημαίνει σχηματισμό του χρωμίτη σε υψηλότερα στρωματογραφικά επίπεδα της μανδυακής ή μαγματικής ακολουθίας ενός οφειολιθικού συμπλέγματος (Rassios 1993).

Από την άλλη, τα στοιχεία Zn και Co δε δείχνουν σημαντικές διαφοροποιήσεις από τα υπόλοιπα κοιτάσματα. Τα στοιχεία αυτά (π.χ. Burns 1973, Stosch 1981, Economou-Elioroulos and Zhelyaskova-Panayotova 1998, Economou-Elioroulos et al. 1999) δεν είναι και τόσο αξιόπιστα στην εξαγωγή συμπερασμάτων όσο αφορά τις μανδυακές πηγές προέλευσης, γιατί υποκαθιστούν τα Mg και Fe^{2+} στις τετραεδρικές θέσεις, πράγμα που τα καθιστά ευκίνητα σε δευτερογενείς, μεταμαγματικές διαδικασίες. Το αντίθετο συμβαίνει (σύμφωνα με τους ίδιους) με τα στοιχεία V, Ti και ίσως και Ni, που υποκαθιστούν τα Cr και Al στις οκταεδρικές θέσεις, που θεωρούνται πιο σταθερές.

Στον Πίνακα 5.3 γίνεται αντιπαραβολή των αποτελεσμάτων των μετρήσεων ιχνοστοιχείων των χρωμιτών της περιοχής μελέτης με διάφορες περιπτώσεις χρωμιτών στον κόσμο. Στον πίνακα αυτό παρατίθενται τα όρια κύμανσης και οι μέσες τιμές των ιχνοστοιχείων, καθώς και η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε. Οι περιεκτικότητες των Ni και Zn που βρέθηκαν για την περιοχή μελέτης εμπίπτουν μέσα στα όρια που δόθηκαν γι' αυτές από τους Paktunc and Cabri (1995).

Οι χρωμίτες της περιοχής παρουσιάζουν, όπως φαίνεται από τον Πίνακα 5.3 πολύ χαμηλότερες τιμές Ni από τους χρωμίτες των ξενολίθων. Αυτό πιθανότατα συμβαίνει γιατί οι ξενόλιθοι αποτελούν υπολείμματα μερικής τήξης του μανδυακού υλικού (Stosch 1981), άρα είναι πιο εμπλουτισμένα στο δύστηκτο Ni. Το ίδιο συμβαίνει και με το Zn, που γενικά αναφέρεται ως ευκίνητο στοιχείο, αλλά σύμφωνα με τους Griffin et al. (1993), η περιεκτικότητα σε Zn του σπινελίου εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη θερμοκρασία σχηματισμού του. Επιπλέον, όπως αναφέρθηκε και πριν, η περιεκτικότητα σε Zn μπορεί να επηρεάζεται και από δευτερογενείς παράγοντες.

Οι χρωμίτες της περιοχής μελέτης παρουσιάζουν όμοιες περιεκτικότητες σε Ni με αυτούς που βρίσκονται στα εγκλείσματα σε διαμάντια και στους περιδοτίτες που τα περιέχουν.

Τέλος, θα πρέπει να τονιστεί ότι οι συγκριτικά χαμηλότερες τιμές στα στοιχεία Ni, Co, Zn και Cu που παρατηρήθηκαν στους χρωμίτες της περιοχής μελέτης σε σχέση με άλλες περιοχές, μπορεί να είναι αποτέλεσμα του γεγονότος ότι χρησιμοποιήθηκε συμπύκνωμα μεταλλεύματος. Συνεπώς, από το μέταλλευμα απομακρύνθηκαν οι πυριτικές φάσεις που είτε οι ίδιες ήταν φορείς των παραπάνω στοιχείων είτε είχαν εγκλείσματα μεταλλικών ορυκτών-φορέων τους.

Πίνακας 5.3: Σύγκριση της περιεκτικότητας σε ιχνοστοιχεία σπινελλίων διαφόρων περιοχών.

Συγγραφέας	Προέλευση χρωμιούχου σπινελλίου	Όργανα-Μέθοδος ανάλυσης	Περιεκτικότητες σε ιχνοστοιχεία (ppm)
Stosch (1981)	Σπινελλιούχοι περιδοιτικοί ξενόλιθοι	neutron activation analysis	Ni: 1320-2920 (M.O.: 2351) Co: 164-210 (M.O.: 192)
Lee and Fesq (1986)	χρωμιτίτες Bushveld (στρωματόμορφου τύπου)	neutron activation analysis	Ni: 540-2240 Co: 101-370
O' Reilly et al. (1991)	σπινελλιούχοι λερζολιτικοί ξενόλιθοι	proton microprobe	Ni: 812-4206 Zn: 557-1960
Griffin et al. (1993)	Εγκλείσματα σε διαμάντια (Yakutia, Σιβηρία)	proton microprobe	Ni: 505-999 Zn: 350-954
	Περιδοίτες που περιέχουν διαμάντια (Yakutia, Σιβηρία)	proton microprobe	Ni: 580-1050 Zn: 475-661
Paktunc and Cabri (1995)	Μεγάλος αριθμός χρωμιτών διαφόρων περιπτώσεων	electron microprobe	Ni: 160 (ελάχιστο όριο ανιχνευσιμότητας) -4000 Zn: 160 (ελάχιστο όριο ανιχνευσιμότητας) -10000
		proton microprobe	Ni: 30-4690 (M.O.: 943) Zn: 230-9810 (M.O.: 500)
Economou et al. (1999)	Πίνδος, υψηλού Al χρωμίτες	XRF	Ni μ.ο. 1400, Ti μ.ο.950, Zn μ.ο. 480, Co μ.ο.240, Cu μ.ο. 38
	Πίνδος, ενδιάμεσοι χρωμίτες	>>	Ni: 840, Ti μ.ο.770, Zn μ.ο. 560, Co μ.ο.260, Cu μ.ο. 6
	Πίνδος, υψηλού Cr χρωμίτες	>>	Ni μ.ο. 1590, Ti μ.ο.290, Zn μ.ο. 330, Co μ.ο.170, Cu μ.ο. 3
Παρούσα μελέτη	Συμπύκνωμα χρωμιτικού μεταλλεύματος	Ατομική απορρόφηση	Ni: 593-971, Ti: 1652-2401, Zn: 315-461, Co: 139-226, Cu: 11-26, Mn: 1085-1326

5.3. Συσχέτιση των ιχνοστοιχείων μεταξύ τους και με τα κύρια στοιχεία

Στον Πίνακα 5.4 φαίνονται οι συντελεστές συσχέτισης των ιχνοστοιχείων μεταξύ τους, καθώς και με τα κύρια στοιχεία. Από τον πίνακα αυτό παρατηρείται θετική συσχέτιση μεταξύ των στοιχείων Co-Ti, Cu-Ni, των Co και Ti με τις τιμές Mg# και του Cu και Ni με τις τιμές Cr#. Αρνητική συσχέτιση παρατηρείται από την άλλη του Co με το Cu, του Cu και Ni με το Mn, του Co με τις τιμές Cr# και του Zn και των τιμών Cr# με τις τιμές Mg#.

Πίνακας 5.4: Συντελεστές συσχέτισης των ιχνοστοιχείων των χρωμιτών της περιοχής μελέτης μεταξύ τους και με τα κύρια στοιχεία

	Co	Cu	Ni	Mn	Zn	Ti	Cr#	Mg#
Co	1,00000							
Cu	-0,54028	1,00000						
Ni	-0,32622	0,63448	1,00000					
Mn	0,26635	-0,58628	-0,88952	1,00000				
Zn	0,37629	-0,29845	-0,33320	0,43126	1,00000			
Ti	0,54111	-0,02272	0,20324	-0,40049	0,00182	1,00000		
Cr#	-0,93724	0,74888	0,86249	-0,22039	0,35182	-0,08480	1,00000	
Mg#	0,60155	0,18850	-0,12522	-0,67829	-0,71836	0,69797	-0,50477	1,00000

Θετική συσχέτιση Co-Ti και αρνητική Co-Cr# αναφέρουν και οι Economou et al. (1999) για τους χρωμίτες της Πίνδου. Επίσης η αρνητική συσχέτιση του Zn με το Mg# συμφωνεί με τα δεδομένα των Paktunc and Cabri (1995), ενώ το Ni σε σχέση με τις τιμές Cr# δείχνει αντίθετη τάση από αυτή που πρότειναν οι παραπάνω. Συσχέτιση των τιμών Mg# με το Ni δεν παρατηρείται.

6. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΧΡΩΜΙΤΗ

6.1. Γενικά

Σύμφωνα με τους Jackson and Thayer (1972) υπάρχουν τρεις γενετικές κατηγορίες βασικών-υπερβασικών συμπλεγμάτων: Τα στρωματόμορφα, τα συγκεντρικά και τα αλπικού τύπου.

Τα στρωματόμορφα συναντώνται σε κρατονικές περιοχές και σχηματίζονται με τις γνωστές διαδικασίες αποβολής των ορυκτών από τα βασικά μάγματα λόγω μαγματικής κρυστάλλωσης σε έναν εκτεταμένο μαγματικό θάλαμο κάτω από συνθήκες τεκτονικής ηρεμίας. Τα κοιτάσματα χρωμίτη που περιέχουν μπορεί να είναι με συμπαγές, ταινιοειδές ή διάσπαρτο μετάλλευμα με μεγάλη οριζόντια έκταση και κατακόρυφη διαβάθμιση δείχνοντας πάντα σωρευτικές υφές. Εντοπίζονται είτε ως τμήματα του κρυσταλλοσχιστώδους μιας κρατονικής ασπίδας είτε ως τμήμα σημερινού ωκεάνιου φλοιού

Τα συγκεντρικά συναντώνται σπάνια και χαρακτηρίζονται από ανάπτυξη συγκεντρικής ζώνωσης με διαβάθμιση της σύστασης σε οξινότερη προς τα έξω. Παρακάτω δε θα ασχοληθούμε μ' αυτά.

Τα αλπικού τύπου φιλοξενούν μετάλλευμα ταινιωτής μορφής, συμπαγές, διάσπαρτο ή λεοπαρδάλεως, με μορφές συνήθως ακανόνιστες και ρηγματωμένες που έχουν περατά όρια. Γενικά κυριαρχούν οι λοβοειδείς μορφές, γι αυτό και συχνά τα κοιτάσματα αυτού του τύπου ονομάζονται και λοβόμορφα. Χαρακτηριστικό τους είναι ότι δείχνουν απόθεση σε άστατο γεωτεκτονικό περιβάλλον και ότι συναντώνται συχνά μέσα σε πέτρωμα-ξενιστή χαρτσβουργίτη, έχοντας γύρω τους ένα δουνιτικό περίβλημα. Πιστεύεται σήμερα ότι δημιουργούνται με κάποιο πολύπλοκο τρόπο κατά την είσοδο ανοδικού βασαλτικού μάγματος μέσα στο λερζόλιθο ή χαρτσβουργίτη του άνω μανδύα. Συναντώνται σε ευγεωσυγκλινικές ορογενετικές ζώνες και σε νησιωτικά τόξα.

6.2. Διαγνωστικά χαρακτηριστικά μεταξύ αλπικού τύπου και στρωματόμορφων χρωμιτών

A. Μορφολογικά χαρακτηριστικά:

Τα στρωματόμορφα κοιτάσματα βρίσκονται μέσα σε σχηματισμούς με μεγάλη επίπεδη ανάπτυξη. Τα ορυκτά τους διατάσσονται σε στρώσεις που επαναλαμβάνονται κυκλικά, εμφανίζοντας σωρευτικές υφές. Τα στρωματόμορφα συμπλέγματα διεισδύουν κυρίως σε κρατονικές περιοχές, και περιφερειακά, στο θάλαμο διείσδυσης εμφανίζουν ζώνες απότομης ψύξης, ενώ δημιουργούν πολύ ισχυρή μεταμόρφωση επαφής στα περιβάλλοντα πετρώματα μέχρι πολύ μεγάλες αποστάσεις.

Τα αλπικού τύπου χρωμικά κοιτάσματα από την άλλη, εμφανίζονται ως περιορισμένης έκτασης σώματα μέσα στον άνω μανδυακό περιδοτίτη (χαρτσβουργίτη ή λερζόλιθο) και περιβάλλονται από ένα δουνιτικό φλοιό. Το μετάλλευμα μέσα σ' αυτά μπορεί να εμφανίζεται από συμπαγές μέχρι διάσπαρτο, σχηματίζοντας λοβόμορφα σώματα, ή ταινιωτές επαναλήψεις με το δουνίτη. Οι ταινίες εδώ δεν έχουν την τραπεζοειδή μορφή που έχουν στις στρωματόμορφες διεισδύσεις, αλλά εμφανίζονται ακανόνιστες και με περιορισμένη πλευρική ανάπτυξη. Η πιο χαρακτηριστική υφή όμως γι' αυτού του τύπου τους χρωμίτες είναι το μετάλλευμα τύπου λεοπαρδάλεως ή κονδυλώδους μορφή (nodular), όπου ο χρωμίτης εμφανίζεται σε σφαιροειδείς συγκεντρώσεις μέσα σε δουνιτικό υλικό. Τα αλπικού τύπου κοιτάσματα σύμφωνα με τους Cassard et al. (1981), μπορεί να βρίσκονται σε συμφωνία, σε μερική συμφωνία ή σε ασυμφωνία με τη διεύθυνση των στρωμάτων των περιβαλλόντων πετρωμάτων, που εκπροσωπούν ένα μανδυακό τεκτονίτη (χαρτσβουργίτη, λερζόλιθο).

B. Γεωχημικά χαρακτηριστικά:

1. Περιεκτικότητα σε Cr και Al: Οι περιεκτικότητες σε Cr και Al των σπινελλίων όπως είναι φυσικό είναι αντιστρόφως ανάλογες, καθώς και τα δύο αυτά στοιχεία διεκδικούν την ίδια θέση στον κρύσταλλο του ορυκτού, με το Al που είναι το πλέον ασυμβίβαστο από τα δύο να αυξάνεται σε βάρος του Cr που είναι το πλέον συμβίβαστο σε προχωρημένα στάδια κλασματικής κρυστάλλωσης. Οι αλπικού τύπου χρωμίτες παρουσιάζουν όχι μόνο μεγάλο φάσμα διακύμανσης μεταξύ αυτών των δύο στοιχείων αλλά και ένα χάσμα μεταξύ ακραίων συστάσεων. Έτσι μπορεί να συναντώνται υψηλού Al χρωμίτες ($Cr\# < 60$) ή υψηλού Cr χρωμίτες ($Cr\# > 60$). Αντίθετα, οι στρωματόμορφοι χρωμίτες παρουσιάζουν πιο περιορισμένες περιεκτικότητες Cr-Al, που μάλιστα φαίνονται να γεφυρώνουν το κενό των αλπικού τύπου (Thayer 1970). Έτσι τα κοιτάσματα στρωματόμορφου τύπου προμηθεύουν κυρίως το χημικό τύπο μεταλλεύματος χρωμίτη ($44\% Cr_2O_3$, $Cr/Fe=1,5$), ενώ τα αλπικού τύπου αποτελούν πηγή υψηλού βαθμού μεταλλουργικού τύπου χρωμίτη ($45-60\% Cr_2O_3$, $Cr/Fe=2,8-4,3$) και τη μοναδική πηγή πυρίμαχου τύπου χρωμίτη ($>25\%Al$, $>60\%Cr_2O_3 + Al_2O_3$, $<15\%FeO$) (Hock et al. 1986).

2. Διακύμανση λόγων Cr# και Mg# και συσχέτιση μεταξύ τους: Οι αλπικού τύπου χρωμίτες έχουν μεγάλη διακύμανση του λόγου Cr# και μικρότερη του Mg#, αντίθετα με τους στρωματόμορφου τύπου, με αρνητική συσχέτιση μεταξύ των λόγων αυτών (βλ. διαγράμματα σύστασης σπινελλίων).

3. Περιεκτικότητα σε $FeO_{(ολ)}$: Επίσης οι Αλπικού τύπου χρωμίτες έχουν χαμηλότερο $FeO_{(ολ)}$ σε σχέση με τους στρωματόμορφου (Thayer 1970).

4. Περιεκτικότητα σε Fe^{3+} : Οι αλπικού τύπου χρωμίτες παρουσιάζουν ομοιόμορφα χαμηλές τιμές Fe^{3+} , με το λόγο $Fe_2O_3:R_2O_3$ σχεδόν πάντα μικρότερο από 10%. Αντίθετα, οι στρωματόμορφοι παρουσιάζουν ποικίλες τιμές Fe^{3+} , που μεταβάλλονται αντιστρόφως ανάλογα με την περιεκτικότητα σε Cr_2O_3 (Thayer 1970).

5. Περιεκτικότητα σε TiO_2 : Οι αλπικού τύπου χρωμίτες περιέχουν γενικά λιγότερο TiO_2 από τους στρωματόμορφους. Ο Dickey (1975) έβαλε όριο μεταξύ των δύο κατηγοριών την περιεκτικότητα 0,3% σε TiO_2 . Επίσης, ο Herbert (1982) παρατηρεί ότι στους υπερβασικούς τεκτονίτες (περιβάλλον όπου σχηματίζονται οι αλπικού τύπου χρωμίτες) οι χρωμίτες δεν περιέχουν πάνω από 0,3% TiO_2 , ενώ στα σωρειτικά πετρώματα (περιβάλλον σχηματισμού των στρωματόμορφων χρωμιτών) οι περιεκτικότητες κυμαίνονται από 0,1 έως 2,0%. Αυτό οφείλεται στη γεωχημική

συμπεριφορά του Ti^{4+} , που έχει την τάση να εμπλουτίζεται στο τήγμα παρά στο στερεό κατά τη μερική τήξη και την κλασματική κρυστάλλωση (Burns 1973, Quasim Jan and Windley 1990). Έχουν βρεθεί όμως παρόλα αυτά και περιεκτικότητες σε TiO_2 χρωμιτών από κοιτάσματα αλπικού τύπου (π.χ. Ομάν) μέχρι και $>1,0\%$ (π.χ. Dick 1975, Auge 1987). Έτσι ο Ahmed (1984) ανέβασε το όριο μεταξύ αλπικού και στρωματόμορφου τύπου χρωμιτών σε $0,4\%$, ενώ οι Leblanc and Ceuleneer (1992) παρατήρησαν ότι οι τιμές TiO_2 αποτελούν περισσότερο ένδειξη, παρά διαγνωστικό χαρακτηριστικό των αλπικού τύπου χρωμιτών.

Τιμές TiO_2 που έχουν βρεθεί σε στρωματόμορφου τύπου χρωμίτες είναι: Bushveld complex: $0,3-0,5\%$ (Cameron 1979), Great Dyke $0,23-2,24\%$ (Wilson 1982).

Τα περισσότερα από τα παραπάνω χημικά χαρακτηριστικά φαίνονται παραστατικά και στα διαγράμματα σύστασης των σπινελλίων που παρατίθενται στο κοιτασματολογικό μέρος.

6.3. Ταξινόμηση των χρωμιτών της περιοχής μελέτης

Οι Mussallam et al. (1981), παρατηρώντας τις σωρειτικές υφές και κάποιες πρωτογενείς δομές που προϋπόθεταν κλασματική κρυστάλλωση, που είναι χαρακτηριστικά των στρωματόμορφων χρωμιτών, σε συνδυασμό με τα χημικά χαρακτηριστικά, που παρέπεμπαν σε αλπικού τύπου χρωμίτες, κατέληξαν ότι οι χρωμίτες της περιοχής Χαλκιδικής έχουν χαρακτήρες τόσο στρωματόμορφου όσο και αλπικού τύπου.

Η Economidou (1984), μελετώντας τη χημική σύσταση των χρωμιτικών εμφανίσεων της περιοχής Χαλκιδικής, βρήκε κανονικοποιημένα με βάση το χονδρίτη διαγράμματα των PGE με αρνητική κλίση, τα οποία μοιάζουν με των αλπικού τύπου συμπλεγμάτων.

Οι Christodoulou and Michailidis (1990), στη μελέτη της πετρολογίας των οφειολίθων της Χαλκιδικής, και της θέσης της χρωμιτοφορίας ως προς τους λιθολογικούς τύπους, συνέδεσαν την παρουσία της τελευταίας με τη λεγόμενη "μεταβατική ζώνη". Αυτή σύμφωνα με τον Coleman (1977) αποτελεί μια ζώνη μετάβασης μεταξύ του υποκείμενου μανδυακού τεκτονίτη (που αποτελείται από χαρτσβουργίτη και λερζόλιθο) και των υπερκείμενων σωρειτών σε μια οφειολιθική ακολουθία. Άρα τοποθέτησαν τα οφειολιθικά αυτά τεμάχια σε υψηλότερα στρωματογραφικά επίπεδα από τον τεκτονίτη, που αποτελεί, σύμφωνα με τις μέχρι σήμερα απόψεις, το κατ' εξοχήν περιβάλλον σχηματισμού των αλπικού τύπου χρωμιτών.

Οι Michailidis et al. (1995) αναφέρουν στην περιοχή Τριαδίου την παρουσία μεταλλεύματος μορφής λεοπαρδάλεως, που αποτελεί ένα από τα πλέον χαρακτηριστικά γνωρίσματα των αλπικού τύπου χρωμιτών.

Τέλος, οι Michailidis and Sklavounos (1996), που μελέτησαν ειδικότερα το χρωμιτικό μέταλλευμα της περιοχής Γερακινής, παρατήρησαν ότι οι μαγματικές δομές στις χρωμιτοφόρες δουνιτικές ζώνες προϋποθέτουν περιβάλλον μεταβατικής ζώνης για τους χρωμίτες της περιοχής Γερακινής – Ορμύλιας, ενώ τα χημικά χαρακτηριστικά φανερώνουν αλπικού τύπου χαρακτήρες.

Σύμφωνα με την παρούσα μελέτη στην περιοχή Γερακινής-Ορμούλιας παρατηρήθηκαν τα εξής:

1. Στην περιοχή των μεταλλείων λευκολίθου Γερακινής βρέθηκε ταινιωτό μετάλλευμα χρωμίτη μέσα σε δουνίτη που έχει την υφή των στρωμάτων που δημιουργούνται από πρωτογενή μαγματική κρυστάλλωση, παρόμοια με τις σωρευτικές υφές των στρωματόμορφων χρωμιτών.

2. Στις περιοχές Αγίου Δημητρίου και Τζιουμάνι βρέθηκαν ιστοί μεταλλεύματος που πλησιάζουν περισσότερο αυτούς των αλπικού τύπου χρωμιτών, αφού επικρατούν οι ταινιοειδείς μορφές με έντονα φαινόμενα παραμόρφωσης. Η μη δυνατή πρόσβαση μέσα στις στοές δεν επιτρέπει να διαπιστωθεί αν το μετάλλευμα βρίσκεται πραγματικά μέσα σε χαρτσβουργίτη, όπου χαρακτηριστικά βρίσκονται οι αλπικού τύπου χρωμίτες, ή μέσα σε δουνίτη με τυπικές σωρευτικές υφές

3. Η χημεία των χρωμιτών παραπέμπει περισσότερο σε αλπικού τύπου χρωμίτες. Έτσι οι χρωμίτες της περιοχής μελέτης παρουσιάζουν:

- Χαμηλό TiO_2 , με το μεγαλύτερο ποσοστό να είναι $<0,3\%$, δηλαδή να συμφωνεί με το όριο που δίνει ο Dickey (1975) για τα αλπικού τύπου κοιτάσματα.

- Τιμές $Fe^{3+}\# < 7$, τη στιγμή που οι αλπικού τύπου χρωμίτες παρουσιάζουν κατά τον Thayer (1970) $<10\%$.

- Σχετικά υψηλές για αλπικού τύπου περιεκτικότητες σε $FeO_{ολ}$ (14,89-22,52), αλλά σταθερές τιμές $FeO_{ολ}$ με την αύξηση του Cr_2O_3 .

- Αρνητική συσχέτιση των τιμών $Cr\# - Mg\#$

- Στα διαγράμματα διάκρισης προβάλλονται στα πεδία των αλπικού τύπου χρωμιτών

- Προσομοιάζουν με τα γνωστά αλπικού τύπου κοιτάσματα του Βούρινου και του Τροόδους Κύπρου

Για όλους τους παραπάνω λόγους πιστεύουμε ότι οι χρωμιτοφόρες εμφανίσεις της περιοχής Γερακινής-Ορμούλιας αντιπροσωπεύουν μία περίπτωση αλπικού τύπου χρωμιτών, όπως συμβαίνει με όλα τα κοιτάσματα χρωμίτη στην Ελλάδα.

6.4. Γένεση των χρωμιτών της περιοχής μελέτης

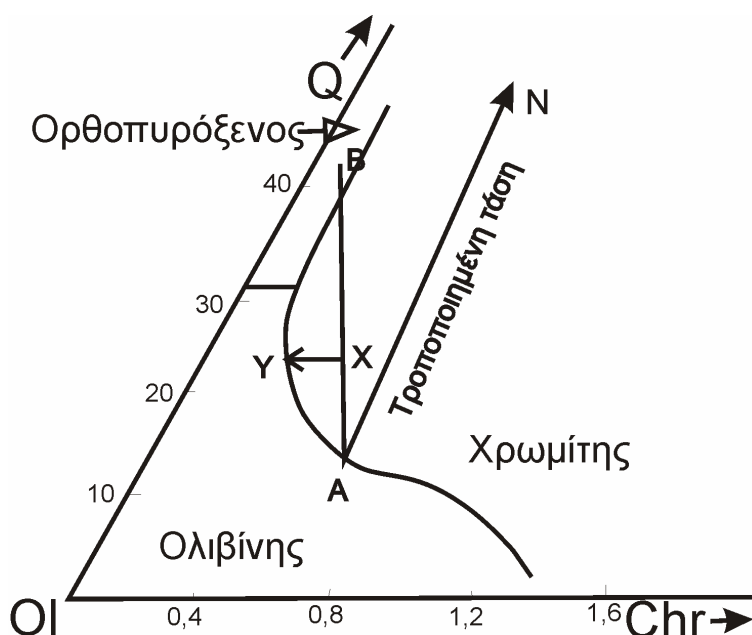
Τα μοντέλα γένεσης των κοιτασμάτων χρωμίτη καλούνται συνήθως να δώσουν απάντηση στα εξής ερωτήματα:

1. Πώς είναι δυνατή η απόθεση συμπαγών σωμάτων χρωμίτη, ικανών να αποτελέσουν κοιτάσμα, αφού η περιεκτικότητα σε χρώμιο του βασαλτικού μάγματος δεν αρκεί παρά να δώσει επουσιώδη χρωμίτη μέσα στον περιδοτίτη (Irvine 1977)

2. Πώς (με ποιο μηχανισμό) δημιουργούνται οι ιδιαίτεροι τύποι δομής που χαρακτηρίζουν τα διαφορετικά κοιτάσματα χρωμίτη (π.χ. αλπικού και στρωματόμορφου τύπου).

3. Ειδικά για την περίπτωση των αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη, πώς τοποθετούνται τα χρωμιτοφόρα σώματα μέσα σε περιδοτίτη-χαρτσβουργίτη.

Το τρίγωνο του σχήματος 6.1 εξάγεται από το σύστημα κρυστάλλωσης MgO-SiO₂-Cr₂O₃ του Keith (1954, από Irvine 1977). Δείχνει τα πεδία κρυστάλλωσης των ορυκτών Ol, Chr και Opx και τις μεταξύ τους ευτηκτικές, όπως υπολογίστηκαν από τον Irvine (1977) για τη στρωματόμορφη διείδυση του Muscov.



Σύμφωνα με τη θεωρία του Irvine, ένα ανερχόμενο, εξελισσόμενο βασιλικό μάγμα ακολουθεί μια πορεία συστάσεων που βρίσκεται πάνω στην καμπύλου σχήματος ευτηκτική ολιβίνη-χρωμίτη (Σχήμα 6.1), ως αποτέλεσμα κρυστάλλωσης περιδοτίτη με επουσιώδη χρωμίτη. Η πορεία αυτή συνεχίζεται μέχρι το τριπλό σημείο, οπότε η σύσταση του μάγματος αρχίζει να εισέρχεται μέσα στο πεδίο του ορθοπυροξένου.

Έστω ότι ένα εξελισσόμενο μάγμα μέσα σε ένα μαγματικό θάλαμο έχει φτάσει στο στάδιο διαφοροποίησης B, και τότε εισέρχεται ένα νέο πρωτογενές μάγμα, σύστασης έστω A. Τότε από την ανάμειξη των δύο αυτών μαγμάτων θα έχουμε ένα υβριδικό μάγμα που η σύστασή του θα βρίσκεται πάνω στο ευθύγραμμο τμήμα AB (το σημείο ακριβώς εξαρτάται από τις σχετικές αναλογίες των δύο μαγμάτων), έστω X. Λόγω της προς τα αριστερά κυρτότητας της καμπύλης

κρυστάλλωσης, η σύσταση του νέου μάγματος θα πέφτει στο πεδίο του χρωμίτη, άρα στο στάδιο αυτό θα έχουμε την κρυστάλλωση μόνο χρωμίτη, άρα και συμπαγούς χρωμιτικού σώματος. Με την κρυστάλλωση του χρωμίτη η σύσταση διαφοροποιείται κατευθυνόμενη προς την ευτηκτική, ώσπου να την τμήσει, έστω σε ένα σημείο Υ. Από κει και πέρα η πορεία εξέλιξης του μάγματος συνεχίζει πάνω στην ευτηκτική, δίνοντας πάλι περιδοτίτη, με επουσιώδη χρωμίτη.

Το μοντέλο του Irvine (1977) αναφέρεται στην περίπτωση των στρωματόμορφων χρωμιτών. Σύμφωνα με τους Zhou et al. (1994), στην περίπτωση των αλπικού τύπου χρωμιτών, εκτός από τη μείξη μαγμάτων ένας άλλος μηχανισμός, ο οποίος ελέγχει κατά κύριο λόγο την κρυστάλλωση του χρωμίτη σε τέτοια περιβάλλοντα, είναι η αντίδραση τήγματος-πετρώματος. Κατά τους Zhou et al. (1994) το βασαλτικό μάγμα, καθώς εισέρχεται στο μανδυακό περιδοτίτη (χαρτσβουργίτη ή λερζόλιθο), διαλύει τον πυρόξενο (ισχυρότερα τον κλινοπυρόξενο και λιγότερο ισχυρά τον ορθοπυρόξενο) και αφήνει στη θέση του ολιβίνη. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να εμπλουτίζεται το μάγμα σε SiO_2 και να αφήνει γύρω του μια άλω εκπλυμένου δουνίτη. Ο εμπλουτισμός του μάγματος σε SiO_2 με τη σειρά του, έχει ως αποτέλεσμα να μετατοπίζεται η σύστασή του κατά μια κατεύθυνση όπως η ΑΝ του Σχήματος 6.1. Η ακριβής θέση της νέας σύστασης θα εξαρτάται από τη σύσταση του αρχικού μάγματος και από το ποσοστό αντίδρασης τήγματος-πετρώματος. Πάντως, τελική συνέπεια θα είναι η κρυστάλλωση μόνο χρωμίτη και η δημιουργία χρωμιτικού σώματος, μέχρι η σύσταση να επανέλθει στην ευτηκτική.

Όσον αφορά στους μηχανισμούς κρυστάλλωσης που δίνουν τους ιδιαίτερους ιστούς και υφές στους διάφορους τύπους χρωμιτικών κοιτασμάτων, στην περίπτωση των στρωματόμορφων διεισδύσεων η κατάσταση είναι απλή, καθώς συμβαίνει απόθεση στρωμάτων χρωμίτη-περιδοτίτη σε εναλλαγές υπό συνθήκες πρωτογενούς κλασματικής κρυστάλλωσης, οπότε δημιουργούνται χαρακτηριστικές σωρευτικές υφές (π.χ. Jackson and Thayer 1972, Irvine 1977).

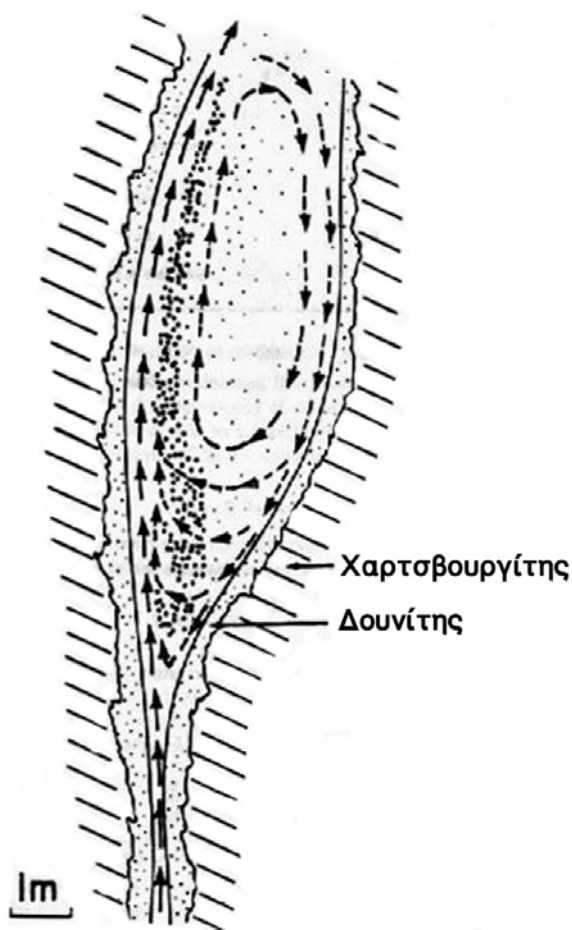
Στην περίπτωση των αλπικού τύπου χρωμιτών, όμως, οι υφές που σχηματίζονται (π.χ. λοβοί, ακανόνιστες ταινίες, μετάλλευμα μορφής λεοπαρδάλεως, λοβόμορφα συμπαγή σώματα) προϋποθέτουν πιο ταραχώδες περιβάλλον. Επιπλέον, ένα δεύτερο γεγονός που ζητά εξήγηση είναι, όπως αναφέρθηκε, η τοποθέτηση τέτοιου είδους κοιτασμάτων μέσα στο μανδυακό τεκτονίτη (χαρτσβουργίτη ή λερζόλιθο), ενώ υπό φυσιολογικές συνθήκες μαγματικής κρυστάλλωσης θα έπρεπε να βρίσκονται μέσα στο δουνίτη.

Κάποιοι ερευνητές αρχικά προσπάθησαν να αποδώσουν την ύπαρξη των λοβών των αλπικού τύπου χρωμιτών μέσα στον τεκτονίτη με τεκτονική τοποθέτηση ή βύθιση αυτών μετά από σχηματισμό τους με παρόμοιους με τα στρωματόμορφα κοιτάσματα μηχανισμούς κλασματικής κρυστάλλωσης (π.χ. Greenbaum 1977, Dickey 1975). Οι θεωρίες όμως αυτές αποδείχθηκε ότι δεν ευσταθούν στις περισσότερες περιπτώσεις (π.χ. Cassard et al. 1981, Lago et al. 1982, και αναφορές σ' αυτούς).

Μια δεύτερη κατηγορία θεωριών υποστηρίζει το σχηματισμό των λοβόμορφων κοιτασμάτων κατ' ευθείαν μέσα στον περιδοτίτη (θεωρία των πολλαπλών μαγματικών θαλάμων). Σε αυτές εντάσσεται και η θεωρία των Lago et al. (1982), που προσπαθεί να ερμηνεύσει ικανοποιητικά τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά των λοβόμορφων χρωμιτών, όπως τις λοβοειδείς δομές και το μετάλλευμα λεοπαρδάλεως. Το μοντέλο αυτό βασίζεται στη θεωρία του Jackson (1979) ότι το μάγμα, ξεκινώντας από τον άνω μανδύα, λόγω της υψηλής του θερμοκρασίας ανεβαίνει προς τα πάνω και πιέζει τον υπερκείμενο περιδοτίτη, δημιουργώντας σ' αυτόν σπασίματα, μέσω των οποίων εισπίζεται προς τα πάνω. Έτσι, οι Lago et al. (1982) υποστήριζαν ότι ο σχηματισμός των αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη

γίνεται μέσα σε τέτοιες ασυνέχειες-σπηλαιώσεις του περιδοτιτικού διαπύρου (Σχήμα 6.2). Οι σπηλαιώσεις αυτές τροφοδοτούνται με μαγματικό υλικό από στενές φλέβες, ενώ στο εσωτερικό τους, λόγω διαφοράς θερμοκρασίας των ψυχρότερων τοιχωμάτων και του θερμότερου εισερχόμενου μάγματος, δημιουργούνται ρεύματα ανακύκλωσης. Οι κόκκοι χρωμίτη που έχουν αρχίσει να αποβάλλονται λόγω της πτώσης της θερμοκρασίας έχουν μεγαλύτερο ειδικό βάρος από το υγρό, οπότε δεν ακολουθούν ακριβώς τα ρεύματα ανακύκλωσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα οι κόκκοι να ανακατεύονται και να συγκρούονται μεταξύ τους, σχηματίζοντας συσσωματώματα και τελικά τους κονδύλους του μεταλλεύματος τύπου λεοπαρδάλεως.

Στην περιοχή μελέτης, αν και στις θέσεις Αγίου Δημητρίου και Τζιουμάνι παρατηρούνται στο μετάλλευμα υφές που παραπέμπουν σε αλπικού τύπου χρωμίτες, δεν είναι δυνατή η παρατήρηση του ευρύτερου πετρολογικού περιβάλλοντος, για να διαπιστωθεί αν τοποθετούνται μέσα στον τεκτονίτη ή μέσα σε δουνίτη, για να είναι δυνατό να ισχύει το μοντέλο των Lago et al. (1982). Στην περιοχή των μεταλλείων της Γερακινής από την άλλη είναι βέβαιο ότι το χρωμιτικό μετάλλευμα περιβάλλεται από δουνίτη και εμφανίζει σωρειτικές υφές, οπότε μάλλον οι μηχανισμοί σχηματισμού του συμπίπτουν με αυτούς των στρωματόμορφων χρωμιτών. Η δε ύπαρξη σωρειτικών υφών σε συνδυασμό με τον περισσότερο αλπικού τύπου χαρακτήρα του χημισμού των χρωμιτών, πιθανότατα ερμηνεύεται καλύτερα με την πρόταση των Christodoulou and Michailidis (1990) και Michailidis and Sklavounos (1996) ότι αυτοί τοποθετούνται στη μεταβατική ζώνη μεταξύ τεκτονίτη και σωρειτικής ακολουθίας.



Σχήμα 6.2: Σπηλαιώση στον ανωμανδυακό τεκτονίτη, όπου εισέρχεται βασαλτικό μάγμα και δίνει γένεση σε αλπικού τύπου χρωμίτη, κατά τη θεωρία την Lago et al. (1982).

6.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των κοιτασμάτων χρωμίτη

Η σύσταση του μητρικού βασαλτικού μάγματος φαίνεται να είναι ο σημαντικότερος παράγοντας που καθορίζει τη χημική σύσταση του χρωμίτη. Η σύσταση του μάγματος με τη σειρά της καθορίζεται από το βαθμό μερικής τήξης αφ'

ενός, και αφ' ετέρου από το είδος του μανδουακού περιδοτίτη (χαρτσβουργίτης ή λερζόλιθος), τη σύστασή του, (εκπλυμένος ή όχι) και κατά συνέπεια από το βάθος στο οποίο γίνεται.

Τα κύρια συστατικά του σπινελλίου συμπεριφέρονται πολύ διαφορετικά κατά τη διάρκεια της μερικής τήξης ή της κλασματικής κρυστάλλωσης με τα Cr, Mg να εισέρχονται στο στερεό και το Al να μένει στο τήγμα (Barnes et al. 1985, Paktunc and Cabri 1995).

Τα αποτελέσματα της διαφορετικής συμπεριφοράς των Al και Cr στη μερική τήξη αποτυπώνεται στο χημισμό των χρωμιτών, αλλά και το είδος του πετρώματος-ξενιστή. Έτσι, υψηλού Cr χρωμίτες σχετίζονται με μάγματα που προέκυψαν με υψηλό βαθμό μερικής τήξης και φιλοξενούνται σε έντονα εκπλυμένους μανδουακούς περιδοτίτες (π.χ. δουνίτες και ιδιαίτερα χαρτσβουργίτες). Αντίθετα, υψηλού Al χρωμίτες σχετίζονται με μάγματα που προέκυψαν με μικρότερο βαθμό μερικής τήξης και φιλοξενούνται σε λιγότερο εκπλυμένους χαρτσβουργίτες και λερζόλιθους (Leblanc and Violette 1983, Zhou et al. 1994, Hock et al. 1986, Arai 1992, Bai et al. 1993). Ο βαθμός μερικής τήξης, συνεπώς θα πρέπει να σχετίζεται με τις τιμές Cr# και το αντίθετο.

Οι Dick and Bullen (1984) μελέτησαν τις πληροφορίες που μπορούν να δώσουν οι τιμές Cr# των χρωμιούχων σπινελλίων στους αβυσσειακούς και αλπικού τύπου περιδοτίτες και τις σχετιζόμενες λάβες όσον αφορά στη γένεσή τους. Ανάλογα με τις τιμές Cr# των σπινελλίων χώρισαν τους αλπικού τύπου περιδοτίτες σε τρεις κατηγορίες:

Τύπου I (με τιμές Cr# < 0.60)

Τύπου III (με τιμές Cr# > 0.60) και

Τύπου II (με τιμές Cr# για τους σπινελλίους να καλύπτουν τα πεδία και των δύο παραπάνω κατηγοριών)

Οι τύπου I περιδοτίτες, λόγω του χημισμού τους όσον αφορά στα κύρια στοιχεία, θεωρήθηκε ότι μπορεί να δημιουργούνται σε περιβάλλον μεσοωκεάνιων ράχων. Το πετρογραφικό περιβάλλον κάποιων από τους περιδοτίτες που μελετήθηκαν προϋδεάζει και για πιθανή προέλευση από ηπειρωτικό άνω μανδύα, ενώ η σύστασή τους προσομοιάζει τη σύσταση των υπερβασικών ξενολίθων ωκεάνιων νησιών και ηπειρωτικών βασαλτών. Έτσι σε αντιδιαστολή με τους αβυσσειακούς περιδοτίτες που είναι πιο εκπλυμένοι και τοποθετούνται στον ωκεάνιο μανδύα, οι αλπικοί τύπου I περιδοτίτες θεωρήθηκε από τους Dick and Bullen (1984) ότι προέρχονται από τον ηπειρωτικό άνω μανδύα.

Οι Τύπου III περιδοτίτες από την άλλη, λόγω του υψηλού Cr#, θεωρήθηκε ότι προέρχονται από περιβάλλοντα όπου συμβαίνει υψηλότερου βαθμού μερική τήξη. Ως τέτοια θεωρήθηκαν τα περιβάλλοντα που βρίσκονται πάνω από μια καταδυόμενη πλάκα (SSZ: Supra Subduction Zone Environments), όπως π.χ. περιοχές πρώιμης δημιουργίας νησιωτικού τόξου. Στα περιβάλλοντα τήκεται η καταδυόμενη λιθόσφαιρα λόγω της εισόδου της σε περιβάλλον υψηλότερων θερμοκρασιών. Παράλληλα, η κατάδυση και η τήξη πετρωμάτων της λιθόσφαιρας που περιέχουν ένυδρα ορυκτά (αμφίβολοι, μαρμαρυγίες, τάλκης, σερπεντίνη) εισάγει μεγάλες ποσότητες νερού στην υπερκείμενη μανδουακή σφήνα, με αποτέλεσμα, σύμφωνα με τους Delaney et al. (1978), Garcia et al. (1979), Saunders and Tarney (1979), Dick (1982), να κατεβαίνει το σημείο τήξης των υλικών αυτής. Ως αποτέλεσμα, σχηματίζεται ένα μάγμα που προέρχεται από μερική τήξη τόσο της καταδυόμενης λιθόσφαιρας, όσο και του υπερκείμενου ασθενοσφαιρικού μανδύα (Ringwood 1974, Pearce et al. 1984, Roberts 1988), το οποίο ανέρχεται κατά μήκος ηφαιστειακού τόξου, κάπου 100-150 km πίσω από την τάφρο υποβύθισης. Η δε υψηλή παρουσία

του νερού για τους παραπάνω λόγους είναι η αιτία της ισχυρής έκπλυσης της υπερκείμενης της βυθιζόμενης πλάκας μανδυακής σφήνας (π.χ. Proenzia et al. 1999).

Η παρουσία του νερού ή γενικότερα ρευστής φάσης στους χρωμίτες της περιοχής μελέτης μαρτυράται από τα εγκλείσματα ένυδρων ορυκτών, όπως οι παργασιτικές αμφίβολοι, που βρέθηκαν στους χρωμίτες. Η προέλευση αυτής της ρευστής φάσης έχει ερμηνευθεί με τρεις τρόπους:

1. Οι Irvine (1975) και Watkinson and Mainwaring (1980) πιστεύουν ότι προέρχεται είτε από την ενσωμάτωση στερεού υλικού στο μάγμα, είτε από την κυκλοφορία του θαλάσσιου νερού που είναι γνωστό ότι υπάρχει μέχρι ορισμένα βάθη στα περιβάλλοντα σχηματισμού των οφειολίθων.

2. Ο Johan (1986) πιστεύει ότι η ρευστή φάση αποχωρίστηκε από το ίδιο το μάγμα λόγω μείωσης της πίεσης κατά την εκτόνωση του συστήματος.

3. Οι Lorand and Ceuleneer (1989) προτείνουν ότι η παρουσία της ρευστής φάσης οφείλεται στην τήξη ένυδρου υλικού μιας βυθιζόμενης ωκεάνιας πλάκας. Η άποψή τους έχει υποστηριχθεί και από μελέτες ισοτόπων (Dunlop and Fouillac 1986)

Όπως αναφέρθηκε, εκτός από τους σπινελλίους των χαρτσβουργιτών που χαρακτηρίζονται ως τύπου I με $Cr\# < 60$, οι σπινέλλιοι των δουνιτών, πυροξενιτών και του χρωμιτικού μεταλλεύματος χαρακτηρίζονται από τιμές $Cr\# > 60$ και επομένως ανήκουν στους τύπου III κατά Dick and Bullen (1984). Ο υψηλού $Cr\#$ χαρακτήρας του χρωμίτη του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης, σύμφωνα με τα παραπάνω, εκφράζει προέλευση από αρχικό μάγμα, που προέκυψε από μερική τήξη έντονα εκπλυμένης μανδυακής πηγής.

Συνοψίζοντας τα παραπάνω, ως γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού θεωρείται πιθανότατα ένα περιβάλλον SSZ (Supra-subduction Zone), όπως χαρακτηριστικά πρότειναν και οι Christodoulou and Michailidis (1990).

9. ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ

1. Δειγματοληψία

Έγινε δειγματοληψία πετρωμάτων και μεταλλεύματος από τις τοποθεσίες Άγιος Δημήτριος, Τζιουμάνι και από το χώρο των μεταλλείων λευκολίθου της Γερακινής, που ανήκουν στην ευρύτερη περιοχή Γερακινής-Ορμύλιας. Στις περιοχές Άγιος Δημήτριος και Τζιουμάνι η δειγματοληψία έγινε έξω από στοές παλαιότερης εκμετάλλευσης χρωμίτη. Η πρόσβαση μέσα στις στοές δεν ήταν δυνατή λόγω της κακής τους κατάστασης.

2. Παρασκευή λεπτών και στιλπνών τομών.

Η παρασκευή 57 λεπτών και στιλπνών τομών έγινε στα Εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος.

Η μελέτη των λεπτών τομών πραγματοποιήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας σε πολωτικό μικροσκόπιο Leitz HM-POL και των στιλπνών τομών σε πολωτικό μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός (μεταλλογραφικό) τύπου Leitz SM LUX POL.

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

3. Χημικές αναλύσεις ορυκτών με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή

Οι χημικές αναλύσεις των ορυκτών έγιναν σε επανθρακωμένες στιλπνές τομές δειγμάτων στο Εργαστήριο Ηλεκτρονικού Μικροαναλυτή του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, όπου χρησιμοποιήθηκε Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρρωσης (Scanning Electron Microscope: SEM) τύπου JEOL JSM-840, εφοδιασμένο με μικροαναλυτή LINK AN 1000 EDS. Οι συνθήκες λειτουργίας ήταν: 15kV τάση επιτάχυνσης, 3nA ρεύμα δείγματος σε πρότυπο κοβάλτιο, διάμετρος δέσμης ηλεκτρονίων 1μm και χρόνος μέτρησης 100sec. Το λογισμικό σύστημα επεξεργασίας ήταν ZAF-4/FLS της LINK.

Για τη ρύθμιση (calibration) του συστήματος ανάλυσης EDS χρησιμοποιήθηκαν τα παρακάτω φυσικά ή συνθετικά (*) πρότυπα (σε παρένθεση τα ατίστοιχα στοιχεία):

Βολλαστονίτης (Si, Ca)

Κορούνδιο* (Al)

Περίκλαστο* (Mg)

Ιαδείτης (Na)

Ολιβίνης (Fe)

Ορθόκλαστο (K)

Σιδηροπυρίτης (S)

InAs* (As)

και καθαρά μέταλλα για τα στοιχεία Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, V, Ti.

Σε αρκετές περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε η εικόνα οπισθοσκεδαζόμενης δέσμης ηλεκτρονίων (backscattered electron image: BSI), που στηρίζεται στη διαφορά ατομικού αριθμού των στοιχείων, για την καλύτερη διάκριση μεταξύ των διαφορετικών ορυκτολογικών φάσεων ή μικροδιαφορών στη σύσταση της ίδιας φάσης.

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

4. Εμπλουτισμός χρωμιτικού μεταλλεύματος και χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων.

Για την πραγματοποίηση χημικών αναλύσεων των ιχνοστοιχείων στο χρωμιτικό μετάλλευμα, προηγήθηκε μηχανικός εμπλουτισμός αυτού με νερό.

Ακολούθησε διαλυτοποίηση του εμπλουτίσματος. Η διαλυτοποίηση έγινε μετά από σύντηξη του υλικού με υπεροξείδιο του νατρίου (Na_2O_2). Μετά τη σύντηξη, το περιεχόμενο του χωνευτηρίου παραλήφθηκε με διαδοχικές εκπλύσεις με νερό σε ποτήρι ζέσης, όπου προστέθηκε HCl μέχρι οξίνισης.

Το διαλυτοποιημένο εμπλουτίσμα ακολούθως αναλύθηκε με τη μέθοδο Φασματοφωτομετρίας Ατομικής Απορρόφησης (Atomic Absorption Spectrometry: AAS). Η όλη διεργασία πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, ενώ οι αναλύσεις έγιναν στα χημικά εργαστήρια του Τομέα με φασματοφωτόμετρο τύπου Philips.

5. Επεξεργασία χημικών αναλύσεων ορυκτών

Μετά τη λήψη των αποτελεσμάτων των χημικών αναλύσεων των ορυκτών με μικροαναλυτή έγινε επεξεργασία αυτών στον ηλεκτρονικό υπολογιστή, με τη χρήση κυρίως του προγράμματος Excel.

Κατά την επεξεργασία των αναλύσεων έγινε υπολογισμός των στοιχειομετρικών αναλογιών των κατιόντων με βάση τις αναλογίες των οξειδίων των στοιχείων και κατανομή των κατιόντων στις θέσεις του κρυστάλλου των ορυκτών. Ο υπολογισμός του Fe^{3+} στους πυροξένους και τις αμφιβόλους έγινε σύμφωνα με τον τύπο κατά Droop (1987):

$$F = 2X(1 - \frac{T}{S}) \quad \text{όπου:}$$

F : ο αριθμός των Fe^{3+}

X : ο αριθμός των οξυγόνων στα οποία αναφέρεται η παράμετρος F

T : ο θεωρητικός αριθμός των κατιόντων σύμφωνα με το χημικό τύπο και

S : ο αριθμός των κατιόντων που υπολογίστηκε στα X οξυγόνα θεωρώντας όλο το σίδηρο ως δισθενή

Έπειτα έγινε υπολογισμός των οξειδίων FeO και Fe₂O₃ σύμφωνα με τους τύπους:

$$\% \kappa. \beta. \text{FeO} = \text{ολικό αρχικό \% } \kappa. \beta. \text{FeO} \cdot \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$$

$$\% \kappa. \beta. \text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.1113 \times [\text{ολικός αρχικός \% } \kappa. \beta. \text{FeO} \cdot \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})]$$

και τέλος υπολογισμός του νέου αθροίσματος των οξειδίων.

Ο υπολογισμός των Fe²⁺ και Fe³⁺, καθώς και όλων των παραμέτρων (Cr#, Mg#, Fe³⁺#) στους σπινελλίους έγινε με το ειδικό πρόγραμμα "SPIN", που στηρίχθηκε στη στοιχειομετρική σχέση R₂O₃:RO = 1:1

10. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahmed, Z. (1984): Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolite Sakhakot-Qila complex, Pakistan. *Econ. Geol.*, 79, 1334-1359.
- Angeli, N., Fleet, M.E., Thiabault, Y. and Candia, M.A.F. (2001): Metamorphism and PGE-Au content of chromitite from the Ipenema mafic/ultramafic complex, Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Petrol.*, 71, 173-194.
- Anonymous, A.H.F. (1972): Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25.
- Arai, S. (1992): Chemistry of Chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Min. Mag.*, 56, 173-184.
- Auge, T. (1987): Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineral. Deposita*, 22, 1-10.
- Auge, T. and Johan, Z. (1988): Comparative study of chromite deposits from Troodos, Vourinos, North Oman and New Caledonia ophiolites. In: Boissonnas, J. and Omenetto (Eds), *Mineral Deposits within the European Community*. Berlin Heidenberg, 267-288.
- Bacuta, G.C., Kay, R.W., Gibbs, A.K. and Lipin, B.R. (1990): Platinum-group element abundance in chromite deposits of the Acoje Block, Zambales ophiolites complex, Philippines. *J. Geochem. Explor.*, 37, 113-145.
- Bai, W.-J., Zhou, M.-F. and Robinson, P.T. (1993): Possibly diamond bearing mantle peridotites and podiform chromitites in the Luobusa and Dongiao ophiolites, Tibet. *Can. J. Earth Sci.*, 30, 1650-1659.
- Bailey, S.W. (1988): Chlorites: Structures and Crystal chemistry. In: Bailey, S.W. (Ed) *Hydrous Phyllosilicates, Min Soc. Am., Reviews in Mineralogy*, 19, 347-404.
- Barnes, S.-J., Naldrett, A.J. and Gorton, M.P. (1985): The origin of the fractionation of the platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, 53, 303-323.
- Bayliss, R. (1975): Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can. Mineral.*, 13, 178-180.
- Bebien, J., Baroz, J., Capedri, S. and Venturelli, G. (1987): Magmatisme basique associees a l'ouverture d' un basin marginal dans les Hellenides internes au Jurassic. *Ophioliti*, 12, 53-70.
- Bebien, J., Dubois, R. and Gauthier, A. (1986): Example of the ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone: innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia). *Geology*, 14, 1016-1019.
- Bebien, J., Ohnesterter, D., Ohnesterter, M. and Vergely, P. (1980): Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems. *Ophioliti*, sp.iss. Tethyan ophiolites, 2, 129-197.
- Beeson, M.H. and Jackson, E.D. (1969): Chemical composition of altered chromites from the Stillwater complex, Montana. *Amer. Mineral.*, 54², 1084-1100.
- Βέργος, Α. (1979): Χρωμίτης. Από: *Ελληνικός Ορυκτός Πλούτος*. Σύνδεσμος Μεταλλευτικών Επιχειρήσεων. Αθήνα, σελ. 433-441.
- Bertrand, J., Ferriere, J. and Stais, A. (1994): Donnees petrographiques et geochronologiques sur des laves des domaines Vardariens de Peonias et d' Almopias (Helinides orientales). *Bull. Geol. Soc. Greece* XXX/1: 213-222.

- Bish, D.L. (1977): A spectroscopic and X-ray study of the coordination of Cr^{3+} ions in chlorites. *Amer. Mineral.*, 62, 385-389.
- Bliss, N.W. and MacLean, W.H. (1975): The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 973-990. In: Irvine, T.N. (Ed) *Chromium*. Pergamon Press, New York, p. 973-990.
- Brown, S. and Robertson, A. (1994): New structural evidence from the Mesozoic-early Tertiary Paikon Unit, Northern Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXX/1, 159-170.
- Burgath, K. and Weisser, Th. (1980): Primary features and genesis of Greek podiform chromite deposits. In: A. Panayotou (Ed) *Ophiolites, Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus 1979*, p. 675-689.
- Burns, R.G. (1973): The partitioning of trace elements in crystal structures: a provocative review with applications to mantle geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2395-2403.
- Burns, V.M. and Burns, P.G. (1975): Mineralogy of Chromium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 903-910.
- Burns, R.G. and Fyfe, W.S. (1964): Site preference energy and selective uptake of transition metal ions, during magmatic crystallization. *Science*, 144, 1001-1003.
- Burns, R.G. and Fyfe, W.S. (1967): Crystal field theory and the geochemistry of transition elements. In: Ableson, P.H. (Ed), *Researches in Geochemistry*, 2, 259-285. Wiley.
- Burns, R.G. Clark, R.H. and Fyfe, W.S. (1964): Crystal field theory and applications to geochemistry. In: Vinogradov, A.P. (Ed) *Chemistry of the Earth's Crust. Proc. Vernadsky Centenn. Symp.*, 2, p.p. 88-106.
- Cameron, E.N. (1979): Titanium-bearing oxide minerals of the critical zone of the eastern Bushveld complex. *Am. Mineral.*, 64(1-2), 140-150.
- Capedri, S., Venturelli, G., Bocchi, G., Dostal, J., Garutti, G. and Rossi, A. (1980): The geochemistry and Petrogenesis of an ophiolite sequence from Pindos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 189-200.
- Carter, J.L. (1970): Mineralogy and chemistry of the Earth's upper mantle based on the partial fusion-partial crystallization model. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, 2021-2034.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinovitch, M., Moutte, J., Leblanc, M. and Prinzhofer, A., (1981): Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Econ. Geol.*, 76, 805-831.
- Christodoulou, C. and Michailidis, K. (1990): Petrology of the plutonic suites from the Chalkidiki ophiolites, Northern Greece. Implications for parental magma characteristics and tectonic provenance. *Ophioliti*, 15(1), 17-44.
- Christodoulou, C. and Hirst, D. (1985): The chemistry of chromite from two mafic-ultramafic complexes in Northern Greece. *Chem. Geol.*, 49, 415-426.
- Christofides, G., Thimiatis, G., Koroneos, A., Sklavounos, S. and Eleftheriadis, G. (1994): Mineralogy and chemistry of Cr-chlorites associated with chromites from Vavdos and Vasilika ophiolite complexes (Chalkidiki, Macedonia, N. Greece). *Chem. Erde*, 54, 151-166.

- Cliff, P.D. and Dixon, J.E. (1998): Jurassic ridge collapse, subduction initiation and ophiolites obduction in the southern Greek Tethys. *Ecloga Geol. Hev.*, 91, 128-139.
- Coleman, R.G. (1977): *Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag Heidelberg, New York, 229p.
- Coleman, R. and Peterman, Z.E. (1975): Oceanic Plagiogranite. *J. Geoph. Res.*, 80, 1099-1108.
- Curtis, C.D. (1964): Applications of crystal field theory to the inclusion of trace transition elements in minerals during magmatic crystallization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 389-402
- Decourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshnikov, I.M., Gayssant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Soroktin, O., Westphal, M., Baazhrnov, M.L., Lauer, J.-P. and Bijou-Duval, B. (1986): Geological evolution of the tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Deer, W., Howie, R. and Zussman, L. (1992): *An introduction to the rock-forming minerals*. Longmans.
- Delaney, J.R., Muenow, D.W., Graham, D.G. (1978): Abundance and distribution of water carbon and sulphur in the glassy rims of submarine pillow basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 581-592.
- Desmurs, L. Manatschal, G., Bernoulli, D. and The Steinmann trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along oceanic-continent transition: The Platta nappe, Eastern Switzerland, D. (2001): Non-volcanic rifting of continental margins: A comparison of evidence from land and sea. In: Wilson, P.C.L., Whitmarsh, R.B., Taylor, B., Froitzheim, N. (Eds), *Spec. Publ. Geol. Soc. London* 187, pp. 235-266.
- De Young, J.H., Lee, M.P. and Lipin, B.R. (1984): Chromite resources of the world. U.S. Geol. Survey Circular 930B: 41p.
- Δήμου, Ε.Γ. (1968): Μελέτη των φαινομένων σερπεντινιώσεως και μεταλλογενέσεως επί των υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής Ν.Δ. Βεροίας. Διδακτορική διατριβή. Αθήνα, 77 σελ.
- Dick, H., (1977): Partial melting in the Josephine peridotite, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry. *Amer. J. Sci.*, 277, 801-832.
- Dick, H.J.B. (1982): The petrology of two back-arc basins of the northern Philippine Sea. *Am. J. Sci.*, 282, 644-700.
- Dick, H.J.B. and Bullen T., (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Dickey, J.S. (1975): A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1061-1074.
- Dunlop, H.M. and Fouillac, A.M. (1986): Isotope geochemistry of Oman ultrabasic-basic rocks and chromite deposits. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R., Prichard, H.M. (Eds), *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Inst. Mining Metall. London, pp. 291-304.

- Economou, M. (1984): On the chemical composition of the chromite ores from the Chalkidiki peninsula, Greece. *Ophioliti*, 9(2), 123-134.
- Economou-Eliopoulos, M. (1993): Platinum-group element (PGE) distribution in chromite ores from ophiolite complexes of Greece: implications for chromite exploration. *Ophioliti*, 18(1), 83-97.
- Economou-Eliopoulos, M. (1996): Platinum-group element (PGE) distribution in chromite ores from ophiolite complexes: implications for their exploration. *Ore Geology Reviews*, 11, 363-381.
- Economou, M., Dimou, E., Economou, G., Migiros, G., Vacantios, I., Grivas, E., Rassios, A. and Dabitzias, S. (1986): Chromite deposits of Greece. In: Petraschek et al. (Eds): *Metallogeny of ophiolites*. UNESCO's I.G.C.P. -197. Theophrastus Publ., S.A. Athens: 129-159.
- Economou-Eliopoulos, M., Parry, S. and Christidis, G. (1997): Platinum group element (PGE) content of chromite ores from Othrys ophiolite complex, Greece. 4th Biennial SGA meeting, Turku, Finland. In: Papuen (Ed), *Mineral Deposits*. Balkema Publishers, Rotterdam, 414-417.
- Economou-Eliopoulos, M. and Vacandios, I. (1995): Geochemistry of chromitites and host rocks from the Pindos ophiolite complex, northeastern Greece. *Chem. Geol.*, 122. 99-108.
- Economou-Eliopoulos, M., Tarkian, M. and Sambanis, G. (1999): On the geochemistry of chromitites from the Pindos ophiolite complex, Greece. *Chem. Erde*, 59, 19-31.
- Economou-Eliopoulos, M., and Zhelyaskova-Panayotova, M. (1998): Comparative study of the geochemistry of chromite ores from the Kempirsai (Urals) and Rhodope (Balkan peninsula) ophiolitic massifs. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXII/3, 203-211.
- Evans, B.W. (1980): An Introduction to Ore Geology. *Geoscience Texts*, Volume 2. Blackwell Scientific Publications, 231p.
- Evans, B.W. and Frost, B.R. (1975): Chrome-spinel in progressive metamorphism. A preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 959-972.
- Ferrario, A. and Garuti, G. (1988): Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelândia Complex (Central Goiás, Brazil). In: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowels, J.F.W. and Gribb, S.J. (Eds), *Geo-Platinum 87*. London. Elsevier, Amsterdam, pp. 261-272.
- Fleet, M.E., Angeli, N. and Pan, Y. (1993): Oriented chlorite lamellae in chromite from the Pedra Vranca mafic-ultramafic complex, Ceara, Brazil. *Amer. Mineral.*, 78, 68-74.
- Frisch, T. (1971): Alteration of chrome spinel in a dunite nodule from Lanzarote, Canary Islands. *Lithos*, 4, 83-91.
- Garcia, M.O., Liu, N.W.K., Muenow, D.W. (1979): Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana island arc and through. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 305-312.
- 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.

- Golding, H.G. and Bayliss, P. (1968): Altered chrome ores from the Coolac serpentine belt. *Amer. Mineral.*, 53, 162-183.
- Greenbaum, D. (1977): The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Econ. Geol.* 72(2), 1175-1194.
- Griffin, W.L., Sobolev, N.V., Ryan, C.G., Pokhilenko, N.P., Win, T.T and Yefimova, E.S. (1993): Trace elements in garnets and chromites: diamond formation in the Siberian lithosphere. *Lithos*, 29, 235-256.
- Haenel-Remy, S. and Bebieen, J., (1985): The Oreokastro ophiolite (Greek Macedonia). An important comment on the Hellenic Ophiolite Belt. *Ophioliti*, 10, 279-296.
- Harris, D.C. and Nickel, E.H. (1972): Pentlandite compositions, and associations in some mineral deposits. *Can. Mineral.*, 11, 861-878.
- Hey, M. H., (1954): A new review of the chlorites, *Min. Mag.*, 30, 277-292.
- Herbert, R. (1982): Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparison with ophiolitic examples. *Ophioliti*, 7, 299-324.
- Hock, M. and Friedrich, G, (1985): Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales range, Luzon, Philippines. *Mineral. Deposita*, 20, 290-310.
- Hock, M., Friedrich, G., Pluger, W.L. and Wichowski, A. (1986): Refractory- and metallurgical-type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineral. Deposita*, 21, 190-199.
- Irvine, T. N. (1965): Chromian spinel as petrogenetic indicator. Part 1: Theory. *Canad. Journ. Earth. Sci.*, 2, 648 – 672.
- Irvine, T.N. (1967): Chromian spinel as petrogenetic indicator. Part 2: Petrology applications. *Canad. J. Earth. Sci.*, 4, 71-103.
- Irvine, T.N. (1975): Crystallization sequences in the Muscox intrusion and other layered intrusions. II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 991-1020.
- Irvine, T.N. (1977): Origin of the chromitite layers in the Muscox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation. *Geology*, 5, 273-277.
- Jackson, E.D. (1963): Stratigraphic and lateral variations of chromite compositions in the Stillwater complex. In: *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper*, 1, 46-54.
- Jackson, E.D. (1979): Structures des felons dans les massifs de pèridotite: mecanismes d' injection et relations avec la dèformation plastique. Thèse Doct. Etat Univ. Nantes.
- Jackson, F.D. and Thayer, T.P. (1972): Some criteria for distribution between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. *Proc. 24th Int. Geol. Congr.*, 2, 289-296.
- Jagoutz, E. et al. (1979): The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf.*, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2, 2031-2050.
- Jan, M.Q. and Windley, B.F. (1990): Chromian spinel-silicate chemistry in Ultramafic Rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Jour. Petrol.*, 31 (3), 667-715.
- Jan, M.Q., Windley, B.F. and Wilson, R.N. (1984): Chromian andradite and olivine-chromite relations in a chromite layer from the Jijal complex, northwestern Pakistan. *Can. Mineral.*, 22, 341-345.

- Jaques, A.L. and Green, D.H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 390-398.
- Johan, Z. (1986): Chromite deposits in the Massif du Sud ophiolite, New Caledonia: genetic considerations. In: *Chromites, UNESCO's IGCP-197 Project Metallogeny of Ophiolites*, Theophrastus Publications, Athens pp. 311-339.
- Johan, Z., Dunlop, H., Le Bel, L., Robert, J.L., Volfinger, M. (1983): Origin of chromite deposits in ophiolitic complexes: evidence for a volatile and sodium-rich reducing fluid phase. *Fortscher. Miner.*, 61, 105-107.
- Jones, G. and Robertson, A.H.F. (1991): Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos Ophiolite and related units, Northwestern Greece. *J. Geol. Soc. London*, 148, 267-288.
- Jones, G., Robertson, A.H.F. and Cann, J.R. (1991): Genesis and emplacement of the supra-subduction zone Pindos ophiolite, northwestern Greece. In: Peters, T.J., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 771-799.
- Jung, G. and Mussallam, K., (1985): The Sithonia ophiolite: a fossil oceanic crust. *Ophioliti*, 10, 329-342.
- 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.
- 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.
- Knop, O., Ibrahim, M.A. and Satarno, S.I.C. (1965): Chalcogenides of the transition elements IV. Pentlandite, a nature II-phase. *Can. Mineral.*, 8, 291-316.
- Kockel, F. (1986): Die Vardar (Axios) Zone. In: Jacobshagen, V. (Ed), *Geologie von Griechenland*. Gebrüder Bornträger, Berlin, 150-158.
- Kockel, F., Mollat, H. and Walther, H.W. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1: 100.00 (Nord – Griechenland) Hannover, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Koepke, J., Seidel, E. and Kreuzer, H. (2002): Ophiolites in the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean. *Lithos*, 65, 183-203.
- Κωνσταντοπούλου, Γ. (1990): Κατανομή των στοιχείων της ομάδας του λευκοχρύσου (PGE) και του χρυσού σε χρωμιτικά μεταλλεύματα και πετρώματα του οφειολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου. Διδακτορική διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 262 σελ.
- Konstantopoulou, G. and Economou-Eliopoulos, M. (1990): Geochemistry of the Vourinos chromite ores, Greece. In: Malpas, J., Moores, E., Panayotou, A. and Xenophontos, C. (Eds), *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*. *Proc. Symp. "Troodos 1987"*, 605-613.
- Κτενάς, Κ. (1916): Έρευναι περί της μεταλλογενείας της ΝΔ Αιγίδος. Επιστημονική Επετηρής Πανεπιστημίου Αθηνών, 3, 85-89.

- Lapham, D.M. (1958): Structural and chemical variation in chromium chlorites. *Amer. Mineral.*, 43, 921-956.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M. and Nicolas, A. (1982): Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *J. Petrol.* 23, 103-125.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandrino, J.A., Maresch, W.V., Ernest, H.N., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names.
- Leblanc, M. (1995): Chromitite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault, Poum, New Caledonia. *Econ. Geol.* 90, 2028-2039.
- Leblanc, M. and Ceuleneer, G. (1992): Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, 27, 231-257.
- Leblanc, M. and Violette, J.F. (1983): Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Econ. Geol.*, 78, 293-301.
- Leblanc, M., Dupuy, C., Cassard, D. et al. (1980): Essai sur la genèse des corps podiformes de chromite dans les péridotites ophiolitiques: Etude des chromites de Nouvelle-Calédonie et comparaison avec celles de Méditerranée orientale. In: Pnagiotou, A. (Ed) *Int. Ophiolite Symp. Proceedings, Cyprus*. pp. 691-701.
- Lee, C.A. and Fesq, H.W. (1986): Au, Ir, Ni and Co in some chromitites of the eastern Bushveld complex South Africa. *Chem. Geol.*, 62, 227-237.
- Legabrielle, Y. and Cannat, M. (1990): Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology* 18, 319-322.
- Lorand, J.P. and Ceuleneer, G. (1989): Silicate and base-metal sulphide inclusions in chromites from the Maqсад area (Oman ophiolite, Gulf of Oman): a model for entrapment. *Lithos* 22: 173-190.
- Magganas, A.C. (2002): Constrains on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos*, 65, 165-182.
- Magganas, A. and Economou, M. (1988): On the chemical composition of chromite ores from the ophiolitic complex of Soufli, NE Greece. *Ophioliti*, 13, 15-27.
- Malpas, J., Robinson, P.T. and Zhou, M.-F. (1997): Chromite and ultramafic rock compositional zoning through a Paleotransform fault, Poum, New Caledonia: A discussion. *Econ. Geol.*, 92, 502-504.
- McCormick, G.R. (1975): A chemical study of kammererite, Day Book Body, Yancey County, North Carolina. *Am. Mineral.*, 60, 924-927.
- McElduff, R. and Stumpfl, E.F. (1991): The chromite deposits of Troodos Complex, Cyprus - Evidence for the role of fluid phase accompanying chromite formation. *Mineral. Deposita*, 26, 307-318.
- Melcher, F., Stumpfl, E.F. and Simon, G. (1995): Platinum-group minerals and associated inclusions in chrome spinel of the Kempirsai ultramafic massif, Southern Urals, Kazakhstan. In: J. Pasava, B. Kribek and K. Zac (Eds), *Mineral Deposits*. Balkema, Rotterdam, p.p. 153-156.

- Mercier, J. (1966): I-Etudes géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce), II-Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatiques des zones internes des Hellénides. Thèse Doct. Ès Sciences, Univ. Paris. Ann. Géol. Pays Helléniques, 20, 792p.
- Michailidis, K.M. (1990): Zoned chromites with high Mn-contents in the Fe-Ni-Cr-laterite ore deposits from the Edessa area in Northern Greece. *Mineral. Deposita*, 25, 190-197.
- Michailidis, K.M. (1991): Fe-Cr spinel and ilmenite massive mineralization in metamorphic ultramafics from the Askos area, Northern Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV (2), 203-224.
- Michailidis, K.M. (1993): Ferritechromite-chromian chlorite (Kaemererite) association in the podiform chromite ores of the Chalkidiki ophiolites in Macedonia, Northern Greece. Τιμητική έκδοση για τον Αθανάσιο Γ. Πανάγο, Έκδοση Ε.Μ.Π., Τόμος Β: 603-629.
- Michailidis, K.M. (1995): Compositional variations in chromian spinels in serpentinites from the Kilikis area, Northern Greece. *Chem. Erde*, 55, 81-96.
- Michailidis, K.M., Vavelidis, M.K. and Tarkian M. (1995): Platinum-group minerals in the chromitites from the Chalkidiki ophiolite complex, Northern Greece. In: J. Pasava, B. Kribek and K. Zak, (Eds), *Mineral Deposits: From Their Origin to their environmental Impacts*. Proceedings of the third Biennial SGA meeting, Prague, p.p 157-160.
- Michailidis, K.M. and Sklavounos, S.A. (1996): Chromite ores in Gerakini-Ormylia ophiolites, Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. *Chem. Erde*, 56, 97-115.
- Mistra, C.K. and Fleet, M.E. (1974): Chemical composition and stability of violarite. *Econ. Geol.*, 69, 391-403.
- Μιχαηλίδης, Κ.Μ. (1982): Κοιτασματολογική μελέτη των σιδηρονικελιούχων με χρώμιο λατεριτών της περιοχής Έδεσσας. Διδακτορική διατριβή. Θεσσαλονίκη, 1982.
- Moody, J.B. (1976): Serpentinization: a review. *Lithos*, 9, 125-138.
- Moore, E.M., (1982): Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geoph. Sp. Phys.*, 20, 735-760.
- Moore, E.M., Roeder, D.H., Abbas, S.G. and Ahmad, Z. (1980): Geology and emplacement of the Muslin Bagh ophiolite complex. In: A. Panayotou (Ed) *1979 International Ophiolite symposium Proceedings*, Nicosia, p.p. 424-429.
- Morimoto, N., Febries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottari, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineral.*, 73, 1123-1133.
- Mountrakis, D., Sapountzis, E., Kiliass, A., Eleftheriadis, G. and Christofides, G. (1983): Palaeogeographic conditions in the western pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Can. J. Ear. Sc.*, 20, 1673-1681.
- Μουντράκης, Δ. (1985): *Γεωλογία της Ελλάδας*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. Θεσσαλονίκη.
- Μπαντή, Α. (2002): Κοιτασματολογική μελέτη των χρωμιτών της περιοχής Έδεσσας. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 459 σελ.

- Mussallam, K., Jung, D. and Burgath, K. (1981): Textural features and chemical characteristics of chromites in ultramafic rocks, Chalkidiki complex (Northeastern Greece). *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 29, 75-101.
- Nicolas, A., Boudier, F. and Bouchez, J.L. (1980): Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. *Amer. J. Sci.*, 280-A, 192-210.
- O' Hanley, D.S. and Offler, R. (1992): Characterization of multiple serpentinization, Woodsreef, New South Wales. *Can. Mineral.*, 30, 1113-1126.
- O' Hanley, D.S. and Wicks, F.J. (1995): Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *Can. Mineral.*, 33, 753-773.
- Οικονόμου, Μ. (1979): Οι εμφανίσεις μαγνητίτου εντός ελληνικών υπερβασικών πετρωμάτων και η γένεση αυτών. Διδακτορική διατριβή. Αθήνα, 170 σελ.
- O' Reilly, S.Y., Griffin, W.L. and Ryan, C.G. (1991): Residence of trace elements in metasomatized spinel lherzolite xenoliths: a proton-microprobe study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 109, 98-113.
- Paktunc, A.D. (1984): Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson mine, Thompson nickel belt, Northern Manitoba. *Can. Mineral.*, 22, 77-91.
- Paktunc, A.D. and Cabri, L.J. (1995): A proton- and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel. *Lithos*, 35, 261-282.
- Πανάγος, Α. (1965): Συμβολή εις την μελέτην των ελληνικών χρωμιτών. (Διατριβή επί υφιστά) *Ann. Géol. des Pays Hellén.*, 18, 1-42 (1967).
- Πανάγος, Α. (1967): Συγκριτικά παρατηρήσεις επί του χημισμού των Ελληνικών χρωμιτών. *Ann. Géol. des Pays Hellén.*, 18, 471-505.
- Panayotou, A. (1978): The mineralogy and chemistry of the podiform chromite deposits in the serpentinites of the Limassol Forest, Cyprus. *Mineral. Deposita*, 13, 259-274.
- Panagos, A. and Otteman, J. (1966): Chemical differentiation of chromite grains in the nodular-chromite from Rodiani (Greece). *Mineral. Deposita*, 1, 72-75.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Poberts, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (Eds), *Marginal basin geology*. Geol. soc. Lon., sp. publ., 14, 77-93.
- Papadakis, A. (1977): Formation, geology and geochemistry of chromite deposits of Triadion, Thessaloniki (Greece). *Sci. Annals, Fac. Phys. and Mathem., Univ. Thessaloniki*, 17, 299.
- Papadakis and Michailidis (1978): Geochemistry of minor elements of the chromites from the Vermion-Vora and Vourinos areas (Greece). *Sci. Annals, Phys. and Mathem., Univ. Thessaloniki*, 18, 247.
- Philips, T.L., Loveless, K.J. and Bailey, S.W. (1980): Cr³⁺ coordination in chlorites: a structural study of ten chromian chlorides. *Amer. Mineral.* 65, 112-122.
- Pinsent, R.H. (1974): The emplacement and metamorphism of the Blue River ultramafic body, Cassiar district, British Columbia, Canada. Ph. D. Thesis, Univ. of Durham.
- Pinsent, R.H. and Hirst, D.M. (1977): The metamorphism of the Blue River ultramafic body, British Columbia, Canada. *J. Petrol.*, 68, 231-241.
- Proenzia, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C. and Bodinier, J.L. (1999): Al- and Cr- rich chromitites from the Mayari-Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba):

- consequence of interaction between volatile-rich melts and Peridotites in Suprasubduction mantle. *Econ. Geol.*, 94, 547-566.
- Quasim Jan M. and Windley, B.F. (1990): Chromian Spinel-Silicate chemistry in ultramafic rocks of Jijal Complex, Northwest Pakistan. *J. Petrol.*, 31(3), 667-715.
- Ramdohr, P., (1969): The Ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. New York, 1174 p.
- Rassios, A. (1993): Advanced tectonic and geochemical methods for chromite exploration in ophiolites. Eur. Community Final Tectonical Report, 163p.
- Rassios, A. and Kostopoulos, D. (1990): The geochemistry of dunite and its relation to the position of chromitites in the Vourinos ophiolite complex, Greece. In: Malpas, J., Moores, E., Panayotou, A. and Xenophontos, C. (Eds), *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*. Proc. Symp. "Troodos 1987", 593-603.
- Ringwood, A.E. (1974): The petrological evolution of the island arc systems. *Geol. Soc. [London] J.*, 130, 183-204.
- Roberts, S. (1988): Ophiolitic chromite formation: A marginal basin phenomenon? *Econ. Geol.*, 83, 1034-1036.
- 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.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J. and Jones, G. (1991): Palaeogeographical and palaeotectonic evolution of the eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeoceanogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 87, 289-343.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E. (1984): Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, vol. 17, 1-74.
- Saunders, A.D. and Tarney, J. (1979): The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 555-572.
- Scarpelis, N. and Economou, M. (1978): Genesis and metasomatism of chromite ore from Gomati area, Chalkidiki, Greece. *Ann. Geol. Pays Hellén*, 29, 716-728.
- Smith, A.G. (1993): Tectonic significance of the Hellenic-Dinaric ophiolites. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds), *Magmatic processes and Plate Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 76, 213-243.
- Spangenberg, K. (1943): Die Chromitlagerstätte von Tampadel in Zobten. *Z. Prakt. Geol.*, 51, 13-35.
- Spray, J.G., Bebie, J., Rex, D.C. and Roddick, J.C. (1984): Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic – Dinaric ophiolites. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, *Geol. Soc. London, sp. publ.* 17, 619-627.
- Springer, R.K. (1974): Contact metamorphosed ultramafic rocks in the western Sierra Nevada Foothills, California. *J. Petrol.*, 15, 160-195.
- Σταμούλης, Κ. και Μήτρον, Δ. (1990): Τα αποθέματα χρωμίτου του Βούρινου. ΕΛΣΙ Α.Ε., Κοζάνη, Αδημοσίευτη Έκθεση.

- Stampfli, G., Mosar, J., De Bono, A. and Vavassis, I. (1998): Late Palaeozoic, early Mesozoic plate tectonics of the western Tethys. 8th Int. Congr. Geol. Soc. Greece, 32, 113-120.
- Stevens, R. E., (1944): Composition of some chromites of the Western hemisphere. Amer. Mineral., 29, 1-34.
- Stosch, H.-G. (1981): Sc, Cr, Co and Ni partitioning between minerals from spinel peridotite xenoliths. Contrib. Mineral. Petrol., 78, 166-174.
- Takla, M.A. (1982): Chromites from the Bergen arcs ultramafics. N. Jb. Miner. Abh., 144, 56-72.
- Talkington, R.W., Watkinson, D.H., Whittaker, P.J. and Jones, P.C. (1984): Platinum-group minerals and other solid inclusions in chromite of ophiolitic complexes: occurrence and petrological significance. TMPM, 32, 285-301.
- Tarenidis, D. (1984): Contribution a L'étude geochemique d'une série ophiolitique (Chalkidiki, Grèce): Développement de méthodes d'analyse et distribution des éléments en traces dans différentes phases minérales. Implications petrogenetiques. Thèse a l'université Paris VI pour obtenu le doctorat de 3e cycle. Paris
- Thayer, T.P. (1964): Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. Econ. Geol., 59, 1497-1524.
- Thayer, T.P. (1966): Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. Amer. Mineral., 51, 685-710.
- Thayer, T.P. (1969): Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. In: Wilson, H.D.B. (Ed) *Magmatic ore deposits*. Econ. Geol. Monogr., 4, 132-146.
- Thayer, T.P. (1970): Chromite segregations as petrogenetic indicator. The Geological Society of South Africa, sp. publ. 1, 380-390.
- Tindle, A.G. and Pearce, J.A. (1983): Assimilation and partial melting of continental crust: Evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. Lithos, 16, 185-202.
- Tsikouras, B. and Hatzipanagiotou, K., (1998a): Two alternative solutions for the development of a marginal basin in NE Greece. Ofiolti, 23 (2), 83-92.
- Tsikouras, B. and Hatzipanagiotou, K. (1998b): Petrogenetic evolution of an ophiolite fragment in an ensialic marginal basin, northern Aegean (Samothraki Island, Greece). Eur. J. Mineral., 10, 551-567.
- Watkinson, D.H. and Mainwaring, P.R. (1980): Chromite in Ontario: geology and chromite zones, Puddy Lake-Chrome Lake area, and chromite chemistry. In: Geoscience Research Grant Program, Summary of Research, 1979-1980, Ontario Geol. Survey MP 93, pp. 220-234.
- Whittaker, J.W. (1967): Factors affecting element ratios in the crystallization of minerals. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 2275-2288.
- Whittaker, P.J. and Watkinson, D.H. (1986): Origin of chromite in dunitic layers of the Mt. Sydney-Williams ultramafic rock complex, British Columbia. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H. M. (Eds), *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. 217-228.

- Wicks, F.J. and O' Hanley, D.S. (1988): Serpentine minerals: structure and petrology. In: S.W. Bailey (Ed) *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*. Rev. Mineral., 19, 91-167.
- Wicks, F.J. and Wittaker, E.J.W. (1975): A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. Can Mineral., 13, 227-243.
- Wilson, A.H. (1982): The geology of the Great Dyke, Zimbabwe-The ultramafic rocks. J. Petrol., 23(2), 240-292.
- Zachos, K. (1973): Chromite deposits of Vourinos ophiolite complex, N. Greece. Econ. Geol. Mon., 4, 147-153.
- Ζάχος, Κ. και Μαράτος, Γ. (1965): Μεταλλογενετικός χάρτης της Ελλάδος 1:1.000.000, Εκδόσεις ΙΓΕΥ, Αθήνα.
- Zhou M.-F. and Bai, W.-J. (1992): Chromite deposits in China and their origin. Mineral. Deposita, 27, 192-199.
- Zhou, M.-F., Robinson, P.T. and Bai, W.-J. (1994): Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. Mineral. Deposita, 29, 98-101.
- Zhou, M.-F., Robinson, P.T., Malpas, J. and Li, Z. (1996): Podiform chromitites from the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt/rock interaction and chromite segregation. J. Petrol., 37, 3-21.

7. ΠΕΡΙΛΗΨΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία μελετάται η ορυκτολογία και γεωχημεία των χρωμιτοφόρων εμφανίσεων της περιοχής Γερακινής-Ορμούλιας, που φιλοξενούνται στο Μεσοζωϊκής ηλικίας οφειολιθικό σύμπλεγμα της Δυτικής Χαλκιδικής, στην Περιοδοπική ζώνη.

Το οφειολιθικό σύμπλεγμα της περιοχής περιλαμβάνει χαρτσβουργίτες, δουνίτες, πυροξενίτες και γάββρους. Οι χαρτσβουργίτες είναι σε διαφορετικό βαθμό σερπεντινωμένοι και περιέχουν ολιβίνη ($Fo=91-92\%$), ορθοπυρόξενο (En_{90-92} , Fs_{7-12} , Wo_{1-3}), δύο γενεές Cr-σπινελίου διαφορετικής σύστασης και σε μικρότερες ποσότητες τάλκη, ανθρακικά ορυκτά και μαγνητίτη.

Οι πυροξενίτες περιλαμβάνουν ορθοπυρόξενο και κλινοπυρόξενο ως κύρια ορυκτά, σε μικρότερες αναλογίες ολιβίνη ή πλαγιόκλαστο, ενώ μπορεί να συμμετέχουν αμφίβολος, $\pm$ τάλκης και αδιαφανή ορυκτά, που αποτελούνται κυρίως από ιδιόμορφους κρυστάλλους Cr-σπινελίου.

Οι δουνίτες είναι σε διαφορετικό βαθμό σερπεντινωμένοι και περιέχουν ολιβίνη ($Fo=90-92\%$), σερπεντίνη, συχνά ανθρακικά ορυκτά και επουσιώδη χρωμίτη.

Χαρακτηριστικά στην ορυκτολογία των πυροξενιτών και χαρτσβουργιτών είναι τα εξής:

- Οι κλινοπυρόξενοι παρουσιάζουν ελάσματα απόμειξης ορθοπυροξένων.
- Οι ορθοπυρόξενοι παρουσιάζουν κατ' αντιστοιχία ελάσματα απόμειξης ορθοπυροξένων, καθώς επίσης κάμψεις και κυματοειδή κατάσβεση λόγω πίεσης.
- Οι πυρόξενοι μετατρέπονται συχνά σε αμφίβολο ή/ και τάλκη, δίνοντας μερικές φορές χαρακτηριστικές μορφές με οδοντωτά περιγράμματα.

Στους ολιβίνες το NiO δείχνει μια τάση αύξησης με την αύξηση των ποσοστών $\%Fo$, ενώ το MnO δείχνει μείωση προς την ίδια κατεύθυνση.

Στα πετρώματα της περιοχής μελέτης παρατηρείται σε διαφορετικό βαθμό η συμμετοχή ανθρακικών ορυκτών, που συνήθως διεισδύουν σε σπασίματα και διαρρήξεις.

Οι ποσότητες Ni του σερπεντίνης είναι χαμηλότερες από του αρχικού ολιβίνης, πράγμα που αποδίδεται στη μετακίνηση του Ni και ενσωμάτωσή του κυρίως στα Fe-Ni-ούχα σουλφίδια που παρατηρείται ότι σχηματίζονται. Σ' αυτά αναγνωρίστηκε η παρουσία μαγνητοπυρίτη, πεντλανδίτη και βιολαρίτη.

Το μέταλλευμα βρίσκεται μέσα σε ποικίλα σερπεντινωμένο δουνίτη και μπορεί να έχει τους εξής κυρίως μορφολογικούς τύπους: διάσπαρτο, ταινιωτό ή συμπαγές σε σχήμα φακών, λοβών ή λεπτών πλακών.

Συχνά διαρρέεται από δίκτυο φλεβών πληρωμένων με ανθρακικά ορυκτά. Μπορεί να εμφανίζει πρωτογενείς μαγματικές υφές, ή αυτές να έχουν τροποποιηθεί σημαντικά ως αποτέλεσμα τεκτονικών επιδράσεων. Επίσης στο μέταλλευμα παρατηρούνται σημεία δράσης εφελκυσμού, καθώς και περιοχές έντονης λατυποποίησης του χρωμίτη.

Στο μικροσκόπιο ο χρωμίτης παρουσιάζεται συνήθως έντονα κατακλασμένος, με τα κενά να γεμίζουν με ανθρακικά ορυκτά (δολομίτη) ή και σερπεντίνη. Μπορεί να αλλοιώνεται σε σιδηροχρωμίτη στα περιθώρια, ή κατά μήκος διαρρήξεων. Η αλλοίωση

σε σιδηροχρωμίτη μπορεί να έχει μορφή "αποχρωματισμένων" σε διαφορετικό βαθμό ή φωτεινότερων πυκνά διάστικτων περιοχών.

Ως σύνδρομα ορυκτά στο ταινιωτό και διάσπαρτο μετάλλευμα παρατηρήθηκαν ολιβίνης (πρωτογενής) και σερπεντίνης, ανθρακικά και χλωρίτης (δευτερογενή), ενώ στα διάκενα του συμπαγούς μεταλλεύματος παρατηρήθηκαν ως πρωτογενή ορυκτά ορθοπυρόξενος και κλिनοπυρόξενος και ως δευτερογενή αμφίβολος, χλωρίτης και ανθρακικά.

Τα ποσοστά % Fo του ολιβίνης και En των πυροξένων παρουσιάζονται αυξημένα στα πετρώματα σε σχέση με το μετάλλευμα, γεγονός που αποδίδεται σε ανάδρομη εξισορρόπηση σε στερεά φάση των κατιόντων των ορυκτών με το χρωμίτη.

Ο χλωρίτης παρουσιάζεται με υψηλά ποσοστά Cr_2O_3 (1,89-4,58%) και η γένεσή του συνδέεται με την αλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη.

Στους κόκκους χρωμίτη του μεταλλεύματος παρατηρήθηκαν εγκλείσματα πυριτικών (αμφίβολος και κλινοπυρόξενος) και μεταλλικών ορυκτών (μαγνητοπυρίτης, πεντλανδίτης, μερικές φορές και στο ίδιο εγκλείσμα, και πλούσιος σε Os και Ir λαουρίτης). Η αμφίβολος των εγκλεισμάτων έχει σύσταση παραγασιτική, σε αντίθεση με αυτή έξω από το χρωμίτη, που είναι τρεμολίτης. Αυτό μαρτυρά την παρουσία Na-ούχου ρευστής φάσης κατά την κρυστάλλωση του χρωμίτη.

Οι χρωμιούχοι σπινέλλιοι των χαρτσβουργιτών έχουν σύσταση πλουσιότερη σε Al και φτωχότερη σε Cr από των δουνιτών και πυροξενιτών. Οι Cr-σπινέλλιοι των δουνιτών και πυροξενιτών έχουν τιμές Cr# μεταξύ 66 και 76 και κατατάσσονται κατά Dick and Bullen (1984) στους σπινελλίους των αλπικού τύπου περιδοτιτών. Οι Cr-σπινέλλιοι των χαρτσβουργιτών έχουν τιμές Cr# 28-60 και κατατάσσονται σύμφωνα με τους Dick and Bullen (1984) στην ομάδα των αβυσσειακών περιδοτιτών ή ξενολίθων. Οι Cr-σπινέλλιοι όλων των πετρωμάτων παρουσιάζουν ομοιόμορφα χαμηλές τιμές $\text{Fe}^{3+}\#$, <10, ενώ στο τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης Cr- ($\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti}$)-Al προβάλλονται στο πεδίο των υπολειμματικών περιδοτιτών και οφειολίθων κατά Jan and Windley (1990).

Οι χρωμίτες του μεταλλεύματος χαρακτηρίζονται ως υψηλού-Cr και προβάλλονται στο πεδίο των αργιλιούχων χρωμιτών κατά Stevens (1944). Τα παρακάτω χαρακτηριστικά τους κατατάσσουν χημικά στους αλπικού τύπου χρωμίτες:

- Τιμές Cr# 66-79 και αρνητική συσχέτιση τιμών Cr# με τις τιμές Mg#
- Μέση περιεκτικότητα σε TiO_2 <0,3%
- Τιμές $\text{Fe}^{3+}\#$ <10
- Σχετικά χαμηλές περιεκτικότητες σε $\text{FeO}_{\text{ολ}}$ και σταθερές σε σχέση με τη μεταβολή του Cr_2O_3
- Προβολή των συστάσεων τους στα πεδία αλπικού τύπου χρωμιτών στα διαγράμματα σύστασης Cr#-Mg#, $\text{Fe}^{3+}\#$ -Mg# και Cr- Fe^{3+} -Al.

Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων σε συμπύκνωμα μεταλλεύματος χρωμίτη έδωσαν τις παρακάτω τιμές σε ppm (σε παρένθεση η μέση περιεκτικότητα): Co 139-226(169), Cu 11-26 (18), Ni 593-971(770), Mn 1085-1326 (1199), Zn 315-461(401), Ti 1652-2401(1917).

Το συμβιβαστό ιχνοστοιχείο Ni στο συμπύκνωμα χρωμίτη παρουσιάζει χαμηλότερες τιμές απ' ότι στους σπινελλίους των μανδουακών ξενολίθων, πράγμα ενδεικτικό της προέλευσης της μεταλλοφορίας από μάγμα που προέκυψε μέσα από

διαδικασίες μερικής τήξης του μανδουακού υλικού. Το αντίθετο συμβαίνει με τα ασυμβίβαστα ιχνοστοιχεία Ti και Zn.

Επίσης το Ni είναι χαμηλότερο από αυτό που υπολογίζεται στο μη διαχωρισμένο από πυριτικά ορυκτά μέταλλευμα, λόγω του ότι το Ni κατά τη μαγματική κρυστάλλωση προτιμά να μπαίνει στο πλέγμα του ολιβίνη, παρά του χρωμίτη.

Το Ti των χρωμιτών της μεταλλοφορίας της περιοχής μελέτης παρουσιάζεται αρκετά αυξημένο σε σχέση με άλλους υψηλού χρωμίου χρωμίτες της Ελλάδας. Το γεγονός αυτό σημαίνει ότι σχηματίστηκε από πιο διαφοροποιημένα μάγματα σε υψηλότερα "στρωματογραφικά" επίπεδα του άνω μανδύα, και συμφωνεί με την τοποθέτησή της μεταλλοφορίας στη μεταβατική ζώνη μεταξύ του μανδουακού τεκτονίτη και του υπερκείμενου σωρείτη της οφειολιθικής ακολουθίας.

Όσον αφορά το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού της μεταλλοφορίας, οι παρακάτω παράγοντες μπορούν να βοηθήσουν στην εξαγωγή συμπερασμάτων:

- Οι χρωμίτες της περιοχής μελέτης είναι υψηλού-Cr, άρα σχηματίστηκαν από μάγματα που προέκυψαν από υψηλού βαθμού μερική τήξη
- Έχουν τιμές $Cr\# > 60$, γεγονός που τους κατατάσσει στους Τύπου III αλπικούς χρωμίτες κατά Dick and Bullen (1984), οι οποίοι θεωρούνται ότι προκύπτουν από μάγματα υψηλού βαθμού μερικής τήξης
- Η παρουσία των εγκλεισμάτων ένυδρων πλούσιων σε Na ορυκτών, όπως παργασιτικής αμφιβόλου, μαρτυρά την ύπαρξη πλούσιας σε αλκάλια ρευστής φάσης, κατά την κρυστάλλωση του χρωμίτη.

Αυτά τα χαρακτηριστικά οδηγούν στο συμπέρασμα ότι η μεταλλοφορία σχηματίστηκε πιθανότατα σε ένα περιβάλλον πάνω από ζώνη υποβύθισης (SSZ).

8. SUMMARY-CONCLUSIONS

In the present study the mineralogy and geochemistry of the Gerakini-Ormilia chromite occurrences, which are hosted in the Mesozoic Western Chalkidiki ophiolite complex, Circum Rhodope belt, are studied.

The studied ophiolite complex is composed of harzburgite, pyroxenite, dunite and gabbro. Harzburgite is variably serpentinized and includes olivine (Fo=91-92%), orthopyroxene (En₉₀₋₉₂, Fs₇₋₁₂, Wo₁₋₃), two-generations of Cr-spinel with different composition and in smaller quantities talc, carbonates and magnetite.

Pyroxenite includes orthopyroxene and clinopyroxene as major phases and in smaller quantities olivine or plagioclase, while amphibole, $\pm$ talc and opaque minerals, consisting mostly of euhedral Cr-spinel, usually participate.

Dunite is variably serpentinized and includes olivine (Fo=90-92%), serpentine, frequently carbonate minerals and accessory chromite.

The following characteristics of the minerals included in pyroxenite and harzburgite are observed:

- Clinopyroxene displays orthopyroxene exsolution lamellae
- Orthopyroxene equally displays clinopyroxene exsolution lamellae, along with bending and undulatory extinction, due to pressure.
- Pyroxene is frequently altered into amphibole or/and talc, sometimes displaying serrated margins.

NiO in olivines increases with increasing % Fo content, while MnO shows an opposite trend.

Different quantities of carbonate minerals are usually observed in the studied rocks. Carbonates usually intrude in cracks or faults.

Serpentine's NiO contents are lower than those of primary olivine's and this is attributed to a loss of Ni, mostly incorporated to newly formed Fe-Ni-sulphides. The sulphide phases that have been recognised are pyrrhotite, pentlandite and violarite.

The chromite ore is hosted by variably serpentinized dunite and may have the following types: disseminated, shclieren or massive, forming lenses, pods or seams.

It is frequently cut by a network of carbonate minerals. It may display well preserved primary magmatic textures, or it has been significantly deformed. Pull apart textures and chromite brecciation zones are also observed.

Under microscopic observation, chromite seems intensively, fractured, with the cracks filled with carbonate minerals (dolomite) and/or serpentine. Chromite grains may be altered at borders or along fractures into ferritchromite. Alteration to ferritchromite is displayed as decolourized or bright and pitted areas.

Olivine (primary), serpentine, carbonates and chlorite (secondary) are found as gangue minerals of the shclieren ore-type, while orthopyroxene, clinopyroxene (primary) amphibole, chlorite and carbonates (secondary) are often found as interstitial phases in the massive ore type.

The % Fo and % En contents of olivine and pyroxene respectively are higher in the rocks than in the ore, which is attributed to solid state reequilibration of the metal contents between these minerals and chromite.

Chlorite displays high Cr₂O₃ (1,89-4,58) contents and its formation is related to the alteration of chromite to ferritchromite.

Silicate (amphibole and clinopyroxene) and non silicate (pyrrhotite, pentlandite, and Os- and Ir- rich laurite) mineral phases were observed as chromite inclusions in the ore. The amphibole inclusions have pargasitic composition, while the amphibole outside the chromite grains is tremolite. This means that a Na-rich fluid phase was present during chromite crystallization.

Harzburgite Cr-spinels are richer in Al and poorer in Cr than dunite and pyroxenite ones. Cr-spinels in dunite and pyroxenite display Cr# values between 66 and 76 and are classified as alpine-type spinels according to Dick and Bullen (1984). Cr-spinels in harzburgite, however, display Cr# values between 28 and 60 and are classified as abyssal peridotite or xenolith spinels. Cr-spinels in all rock types display low Fe³⁺ values, <10 and are plotted in the residual peridotite and ophiolite field of the Cr-(Fe³⁺+2Ti)-Al discrimination diagram according to Jan and Windley (1990).

The ore chromites are characterized as high-Cr ones and are plotted in the aluminium chromite field according to Stevens (1944). The following chemical characteristics classify them as alpine type chromites:

- Cr# values 66-79 and negative correlation between Cr# and Mg# values
- Mean TiO₂ < 0,3%
- Fe³⁺ values <10
- Relatively low and constant total FeO with varying Cr₂O₃ contents
- Plot of their compositions in the alpine-type chromite fields of the Cr#-Mg#, Fe³⁺#-Mg# and Cr-Fe³⁺-Al discrimination diagrams.

Trace element analysis on ore concentrates showed the following concentrations in ppm (mean values in brackets): Co 139-226(169), Cu 11-26(18), Ni 593-971(770), Mn 1085-1326(1199), Zn 315-461(401), Ti 1652-2401(1917).

Compatible Ni shows lower concentrations in the studied chromite concentrate than in mantle xenolith spinels, which is indicative of an origin from a melt that was produced by partial melting. The same is shown by the higher concentrations of incompatible Ti and Zn.

What is more, Ni is lower than that measured on non-separated from gangue ore analyses, as Ni prefers to incorporate in the olivine structure than in chromite during magma crystallization.

Ti contents of the studied chromites are higher compared to other Greek high-Cr chromitites. This means that the mineralization was formed from more fractionated magmas in higher stratigraphic levels of the upper mantle, above the mantle tectonite and below the ophiolite cumulates.

As far as the geotectonic environment of formation is considered, the following factors can lead to some conclusions:

- The studied ore contains high-Cr chromite, which is formed from magmas produced by high degrees of partial melting.

- Chromites display Cr# values >60 , and are classified as type III alpine chromites according to Dick and Bullen (1984), which are believed to have formed from magmas produced by high degrees of partial melting.
- Pargasite inclusions in chromite grains indicate the presence of a Na-rich fluid phase during chromite crystallization.

These characteristics lead to the conclusion that the studied mineralization was most probably formed in a Supra Subduction Zone (SSZ) environment.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	<i>Σελίδα</i>
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	3
2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	5
2.1. Γεωλογία της περιοχής μελέτης	5
2.1.1. Γεωτεκτονική θέση της περιοχής	5
2.1.2. Λιθολογία και γεωλογική εξέλιξη της περιοχής	5
2.2. Οφειόλιθοι	7
2.2.1. Γενικά στοιχεία για τους οφειόλιθους	7
2.2.2. Ελληνικοί οφειόλιθοι	8
2.2.3. Μεταλλογένεση οφειολίθων	10
3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	12
3.1. Πετρογραφία του οφειολιθικού συμπλέγματος Χαλκιδικής	12
3.2. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων	14
3.2.1. Γάββροι	14
3.2.2. Πυροξενίτες	16
3.2.3. Χαρτσβουργίτες	19
3.2.4. Δουνίτες	23
3.3. Ορυκτοχημεία	24
3.3.1. Χρωμιούχοι σπινέλλιοι	24
3.3.2. Ολιβίνης	25
3.3.3. Πυρόξενοι	27
3.3.4. Αμφίβολοι	33
3.3.5. Σερπεντίνης	37
3.3.6. Χλωρίτης	39
3.3.7 Σουλφίδια	42
3.3.7.1. Πεντανδίτης	43
3.3.7.2. Μαγνητοπυρίτης	43
3.3.7.3. Βιολαρίτης	43
4. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	46
4.1. Κοιτάσματα και εμφανίσεις χρωμίτη στην Ελλάδα	46
4.2. Μεταλλοφόρες θέσεις της Περιοχής Γερακινής-Ορμούλιας	47
4.3. Μορφολογικοί τύποι μεταλλεύματος γενικά της Χαλκιδικής και ειδικότερα της περιοχής μελέτης	47
4.4. Περιγραφή του μεταλλεύματος στις θέσεις δειγματοληψίας	48
4.4.1. Περιοχή Άγιος Δημήτριος	48
4.4.2. Περιοχή Τζιουμάνι	53

4.4.3. Περιοχή μεταλλείων Γερακινής	55
4.5. Τα εγκλείσματα στο χρωμίτη	59
4.6. Κρυσταλλοχημεία και γραφική παράσταση σπινελίων	61
4.6.1. Γενικά	61
4.6.2. Χημική σύσταση των χρωμιούχων σπινελίων του πετρώματος	64
4.6.3. Χημική σύσταση των χρωμιτών του μεταλλεύματος	71
4.6.4. Σύγκριση της σύστασης των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής Γερακινής-Ορμούλιας με άλλα αλπικού τύπου κοιτάσματα	78
5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ	80
5.1. Συμπεριφορά στοιχείων στη μαγματική διαδικασία	80
5.2. Αναλύσεις ιχνοστοιχείων	81
5.3. Συσχέτιση ιχνοστοιχείων μεταξύ τους και με τα κύρια στοιχεία	86
6. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΧΡΩΜΙΤΗ	87
6.1. Γενικά	87
6.2. Διαγνωστικά χαρακτηριστικά μεταξύ αλπικού τύπου και στρωματόμορφων χρωμιτών	87
6.3. Ταξινόμηση των χρωμιτών της περιοχής μελέτης	89
6.4. Γένεση των χρωμιτών της περιοχής μελέτης	90
6.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των κοιτασμάτων χρωμίτη	93
7. ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	96
8. SUMMARY-CONCLUSIONS	99
9. ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ	102
10. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	105