

ΚΕΤΙΚΙΔΟΥ ΣΟΦΙΑ
ΑΕΜ: 4789

**ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΕΣ ΚΑΙ ΣΥΝΟΔΑ ΟΡΥΚΤΑ ΤΗΣ
ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΗΣ ΑΠΟ ΤΟ SKARN ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ**



ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ ΚΑΘΗΓΗΤΕΣ:
ΒΑΣΙΛΗΣ ΜΕΛΦΟΣ, ΕΠΙΚ. ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ
ΛΑΜΠΡΙΝΗ ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ, ΕΠΙΚ. ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ

Θεσσαλονίκη 2015

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

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

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

Περίληψη

Στη συγκεκριμένη διπλωματική εργασία δόθηκε έμφαση στην περιοχή της Μαρώνιας, η οποία ανήκει στην Περιροδοπική ζώνη. Λόγω της διείσδυσης του πλουτωνίτη της Μαρώνιας στην ενότητα Μάκρης της Περιροδοπικής ζώνης, δημιουργήθηκε μια ζώνη skarn υψηλής θερμοκρασίας, στο δυτικό όριο του μονζογάββρου όπου εφάπτεται με τους ασβεστιτικούς φυλλίτες και τα μάρμαρα. Στη ζώνη αυτή διαπιστώθηκαν τα ορυκτά κλιντονίτης και φλογοπίτης, τα οποία περιέχονται σε μια παραγένεση μαζί με γρανάτες και ασβεστίτη. Η δημιουργία αυτών των ορυκτών οφείλεται σε υψηλή θερμοκρασία και προσθήκη ρευστών, γεγονός που επιβεβαιώνει ότι ο σχηματισμός του πλουτωνίτη έγινε στους 1100°C. Στο εργαστήριο πραγματοποιήθηκε εκτενής μελέτη, ορυκτολογική και μικροσκοπική της παραγένεσης του skarn. Όσον αφορά τη μικροσκοπική έρευνα, παρασκευάστηκαν τρεις λεπτές στιλπνές τομές, οι οποίες μελετήθηκαν σε πολωτικό μικροσκόπιο και σε σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο, όπου πραγματοποιήθηκαν οι μικροαναλύσεις. Στη συνέχεια οι μικροαναλύσεις επεξεργάστηκαν, ώστε να διαπιστωθεί αν υπάρχει μεταβολή στις περιεκτικότητες των στοιχείων. Ένα απλό μέσο ώστε να φανεί αυτό είναι τα διαγράμματα με τις κατανομές των οξειδίων, τα οποία δείχνουν την πορεία της χημικής εξέλιξης του μάγματος.

Abstract

This diploma thesis emphasizes the Maronia region, which belongs to Perirhodopic unit. Due to infiltration of the Maronia plutonite in the section of Makris of Perirhodopic unit, a high temperature skarn zone was formed, at the right border of monzogabbro, which adjoins the calcitic phyllites and marbles. Clintonite and phlogopite, minerals that were found in this skarn zone, are included in a paragenesis with garnets and calcite. The creation of these minerals is due to high temperature and addition of fluids, which confirms that the formation of the plutonite was at 1100° C. A thorough research was materialized at the lab, a mineralogic and microscopic study of the skarn paragenesis. Regarding the microscopic research, three thin and polished sections were prepared and examined under the polarized microscope and also at the scanning electron microscope (SEM), from which the microanalysis came up. Hereafter, the microanalysis were processed to determine if there is a gradient at the concentrations of the elements. A simple way to show that, are the distribution graphs of the oxides. Those graphs reflect the chemical evolution path of the magma.

Πρόλογος

Η παρούσα μελέτη παρουσιάζει νέα ορυκτολογικά δεδομένα από τη Μαρόνεια, που δίνουν πρόσθετες πληροφορίες σχετικά με την εξέλιξη των μετασωματικών διαδικασιών στο μοναδικό αυτό skarn.

Στη συγκεκριμένη διπλωματική εργασία δόθηκε έμφαση στην περιοχή της Μαρόνειας, όπου δημιουργήθηκε skarn υψηλής θερμοκρασίας, στο δυτικό όριο του μονζογάββρου όπου εφάπτεται με τους ασβεστιτικούς φυλλίτες και τα μάρμαρα (Mposkos and Doryphoros 1993). Αποτελεί χαρακτηριστικό παράδειγμα διότι τα ασβεστούχα skarn υψηλής θερμοκρασίας είναι σπάνια παγκοσμίως. Η έρευνα που πραγματοποιήθηκε στο skarn κατέληξε στην εντόπιση δυσέρευντων ορυκτών παραγενέσεων, στο ενδο και exoskarn στα δυτικά της ζώνης μετασωμάτωσης, εκ των οποίων προκύπτει ότι αρχικά επικρατούσαν ισχυρές αναγωγικές συνθήκες και στη συνέχεια εξαιτίας της εισχώρησης μετεωρικού νερού, οδηγήθηκαν σε οξειδωτικές συνθήκες και σε πτώση της θερμοκρασίας (Βουδούρης και Κατερινόπουλος 2005).

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη νέων ορυκτολογικών δεδομένων από τη Μαρόνεια, τα οποία μπορούν να δώσουν πρόσθετες πληροφορίες σχετικά με την εξέλιξη των μετασωματικών διαδικασιών και να εμπλουτίσουν τη βιβλιογραφία για το μοναδικό αυτό skarn.

Η εκπόνηση της διπλωματικής εργασίας έλαβε χώρα στο Εργαστήριο Ορυκτολογίας και Πετρολογίας, του Τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης στο πλαίσιο του Προγράμματος Σπουδών. Κατασκευάστηκαν λεπτές στιλπνές τομές από δείγματα του skarn για μικροανάλυσεις του ορυκτού στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM = scanning electron microscope) τύπου JEOL J.S.M. 840-A συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (EDS = energy dispersive spectroscopy) τύπου OXFORD INCA 300 με τάση επιτάχυνσης 20 kV και χρόνο ανάλυσης 80 sec. Στη συνέχεια αναλύθηκαν και επεξεργάστηκαν τα αποτελέσματα, ώστε να βγούν συμπεράσματα για το πέτρωμα.

Η πρόταση του συγκεκριμένου θέματος, καθώς και η επίβλεψή του έγινε από τον επικ. καθηγητή κ. Μέλφο Βασίλειο, τον οποίο και ευχαριστώ θερμά για την

εμπιστοσύνη που μου έδειξε, την καθοδήγησή του και το ενδιαφέρον του καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου καθώς και για τη βοήθειά του στην εργασία υπαίθρου.

Θερμές ευχαριστίες στην Επικ. Καθηγήτρια κα Παπαδοπούλου Λαμπρινή για την πολύτιμη βοήθειά της στην παρασκευή και μελέτη των τομών, όπως και για τις διάφορες συζητήσεις που είχαμε σε θέματα ορυκτολογίας.

Ευχαριστώ τους φίλους μου που με στήριξαν ψυχολογικά στην εκπόνηση της παρούσας διπλωματικής εργασίας, καθώς και όσους με τον έναν ή με τον άλλο τρόπο συνέβαλαν στην ολοκλήρωσή της.

Τέλος, ευχαριστώ την οικογένειά μου, η οποία έδειξε κατανόηση στην ανάγκη μου για συγκέντρωση, με ενθάρρυνε και μου έδινε δύναμη προκειμένου να επιτύχω όσο το δυνατόν καλύτερο αποτέλεσμα. Τόσο η ηθική, όσο και οικονομική υποστήριξή της καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου, υπήρξε ανεκτίμητη.

Περιεχόμενα

Περίληψη- Abstract-Πρόλογος.....	3
1. Εισαγωγή	7
2.ΣΚΑΡΝ ΚΑΙ ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΕΣ.....	11
2.1Γενικά στοιχεία Σκαρν.....	11
2.2 Skarn της Μαρόνειας.....	12
2.3 ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΕΣ	13
3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	22
3.1 Περιοδοπική Ζώνη.....	22
3.2 Η ηλικία της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη.....	27
3.3 Μεταμόρφωση και τεκτονική της Περιοδοπικής στη Θράκη	27
3.4 Τριτογενής Μαγματισμός	28
4. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ	30
4.1 Λιθοστρωματογραφία της Μαρόνειας	30
4.1.1 ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ	31
4.2 ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ	34
4.3 ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ.....	37
4.4 Φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής στην περιοχή της Μαρόνειας	39
5 Μέθοδοι έρευνας.....	41
5.1 Ύψαιθρος.....	41
5.2 Λεπτές στιλπνές τομές	43
5.3 Σαρωτικό Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο (SEM)	45
6 Μελέτη των μαρμαρυγιών και των συνοδών ορυκτών τους.....	46
6.1 Μακροσκοπικές παρατηρήσεις	46
6.2 Μικροσκοπικές παρατηρήσεις	53
7 Ορυκτοχημεία	58
8 Συζήτηση - Συμπεράσματα.....	65
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	67

1. Εισαγωγή

Η περιοχή της Μαρώνειας του Νομού Ροδόπης, βρίσκεται στο ΝΑ τμήμα του νομού (Σχήμα 1.1) και είναι ευρέως γνωστή τόσο για την πολιτιστική όσο και για τη φυσική κληρονομιά της. Το χωριό της Μαρώνειας βρίσκεται 30 χλμ περίπου νοτιοανατολικά της Κομοτηνής και ανήκει στο Δήμο Μαρώνειας- Σαπών, έδρα του οποίου είναι οι Σάπες.



Σχήμα 1.1 Ο νομός της Ροδόπης στη Θράκη και η θέση της Μαρώνειας

Κατά τους Β. Μέλφο και Μ. Βαβελίδη, η Μαρώνεια κατοικείται ακατάπαυστα από τη Νεολιθική εποχή ως σήμερα. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται από πλήθος αρχαιολογικών ευρημάτων που ανακαλύφθηκαν σε ολόκληρη την περιοχή. Νεολιθικά αντικείμενα βρέθηκαν στο Σπήλαιο της Μαρώνειας και στο λόφο του Αγίου Γεωργίου Πετρωτών. Σύμφωνα με την παράδοση, η Μαρώνεια ήταν η πόλη των Κικόνων του Ομήρου και το Σπήλαιό της ήταν η κατοικία του Κύκλωπα Πολύφημου. Τον Πολύφημο κατάφερε να ξεγελάσει ο Οδυσσέας, προσφέροντάς του Μαρωνεϊτικό οίνο,

που είχε προμηθευτεί από τον Μάρωνα, ιερέα του θεού Απόλλωνα και ιδρυτή της Μαρώνειας. Η οχύρωση της αρχαίας πόλης της Ισμάρας, η οποία βρισκόταν στους πρόποδες του πλουτωνικού όγκου του μονζοδιορίτη και είχε ακρόπολη το ύψωμα του Αγίου Γεωργίου, το ιερό του Διόνυσου καθώς και οι οικίες με τα ψηφιδωτά δάπεδα αποτελούν ευρήματα της αρχαιοελληνικής κλασικής εποχής.

Το φημισμένο θέατρο της Μαρώνειας ανήκει στην ελληνιστική περίοδο ενώ πολλά είναι και τα ευρήματα της ρωμαϊκής περιόδου, αφού τότε η Μαρώνεια γνώρισε μεγάλη ακμή. Οι Ρωμαίοι ανακήρυξαν τη Μαρώνεια ως « ελεύθερη πόλη» , προσφέροντάς της έτσι πολυάριθμα προνόμια, τα οποία μαζί με την έντονη εμπορική δραστηριότητα που πραγματοποιούνταν στο λιμάνι της, την οδήγησαν σε μεγάλη οικονομική και πολιτιστική άνθηση. Η οικονομική ευμάρεια της Μαρώνειας την εποχή εκείνη πιστοποιείται από τη μεγάλη νομισματική κυκλοφορία τόσο στα Βαλκάνια όσο και σε πιο μακρινές περιοχές όπως η Συρία.

Στα παλαιοχριστιανικά και Πρώιμα Βυζαντινά χρόνια, η Μαρώνεια έγινε έδρα επισκοπής και η θέση της ήταν στο λιμάνι του Αγ. Χαραλάμπους. Αργότερα όμως κατά τον 7^ο μ.Χ. αιώνα, ύστερα από αλλεπάλληλες πειρατικές επιδρομές, ο αριθμός των κατοίκων μειώθηκε και η πόλη μεταφέρθηκε προς το βουνό, προκειμένου να διαφυλαχτεί.

Η περιοχή χαρακτηρίζεται από ένα δικό της μικροκλίμα, το οποίο ευνοεί την πλούσια ανάπτυξη χλωρίδας και πανίδας. Άλλωστε, η χαρακτηριστική Μαρωνίτικη ελιά και ο Μαρωνίτικος οίνος είναι προϊόντα γνωστά από την αρχαιότητα. Το μικροκλίμα αυτό, σε συνδυασμό με τα πεντακάθαρα νερά και τους πλούσιους ψαρότοπους έχουν καταστήσει ,δικαίως, τη Μαρώνεια εξαιρετικό τουριστικό κέντρο της Θράκης, ικανό να ευχαριστήσει επαρκώς και να μαγέψει κάθε επισκέπτη.

Μεγάλος είναι και ο γεωλογικός πλούτος της περιοχής, καθώς αυτή αποτελείται από μια μεγάλη ποικιλία πετρωμάτων και ορυκτών. Στην περιοχή εντοπίζονται μεταμορφωμένα πετρώματα, όπως είναι οι σχιστόλιθοι και τα μάρμαρα, πλουτώνια σώματα, όπως είναι ο μονζοδιορίτης (ή μονζογάββρος) της Μαρώνειας και τέλος ηφαιστειακά υλικά και νεογενή ιζήματα.

Σημαντικός δείκτης της τεκτονικής της περιοχής είναι το ενεργό ρήγμα Μαρώνειας- Μάκρης (Σχήμα 1.2), το οποίο δημιουργήθηκε κατά το Ολιγόκαινο και οριοθετεί την ακτογραμμή της Θράκης από τον Άγιο Χαραλάμπο Μαρώνειας μέχρι την Αλεξανδρούπολη. Πρόκειται για ένα detachment ρήγμα διευθύνσεως ΒΑ-ΝΔ. Στην περιοχή της Μαρμαρίτσας φαίνεται ο εντυπωσιακός καθρέπτης αυτού του

ρήγματος. Παράλληλα στο ρήγμα διεισδύουν ο πλουτωνίτης, ο οποίος είναι ένας μονζογάββρος ηλικίας 300Ma και ο πορφυριτικός μικρογρανίτης. Με το detachment συνδέονται άμεσα και οι μεταλλοφορίες, Py, Crpy, Mo, Mt, οι εμφανίσεις των οποίων κυρίως μέσα στα μάρμαρα της Μαρμαρίτσας δίνουν εντυπωσιακές εικόνες (Σχήμα 1.3).



Σχήμα 1.2 Ο καθρέπτης του ρήγματος Μαρώνειας-Μάκρης στην περιοχή της Μαρμαρίτσας. (Φωτογραφία Κ. Τσεβαϊρίδου)

Το γεωλογικό ενδιαφέρον της περιοχής ήταν κάτι που γνώριζαν και οι αρχαίοι κάτοικοι της Μαρώνειας, όπως υποδεικνύει η ύπαρξη του αρχαίου λατομείου μαρμάρου κοντά στη Μαρμαρίτσα καθώς και η ύπαρξη λαπιλλικών τόφων στα Πετρωτά, όπου βρίσκονται τα λατομεία μυλόπετρας.



Σχήμα 1.3 Εμφάνιση σιδηρομεταλλεύματος μέσα στα μάρμαρα (Φωτογραφία Κ. Τσεβαϊρίδου).

2.ΣΚΑΡΝ ΚΑΙ ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΕΣ

2.1Γενικά στοιχεία Σκαρν

Η θερμική μεταμόρφωση ανθρακικών πετρωμάτων ή μεταμόρφωση επαφής παρατηρείται στην επαφή του μάγματος με το περιβάλλον πέτρωμα κάτω από συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας, χαμηλής πίεσης και με έλλειψη παραμορφωτικών τάσεων. Λέγεται και μεταμόρφωση επαφής γιατί η ιστολογική ή ορυκτολογική τροποποίηση πραγματοποιείται μέχρι κάποια απόσταση από το πυριγενές σώμα. Η απόσταση αυτή μπορεί να κυμανθεί από μερικά mm ως 2-3 km. Στην περίπτωση που η θερμική μεταμόρφωση των ανθρακικών πετρωμάτων είναι αλλοχημική, δηλαδή γίνεται ανταλλαγή ιόντων, τότε πρόκειται για skarn επαφής. Όσον αφορά τους σχηματισμούς skarn αυτοί δημιουργούνται στην επαφή της γρανιτικής ως διοριτικής σύστασης διείσδυσης σε ανθρακικά πετρώματα. Εκτός από τη θερμική δράση, τα ρευστά του μαγματικού όγκου επιδρούν με το πέτρωμα στο οποίο διεισδύει, αφού κυκλοφορούν ελεύθερα και ευνοούν την ανταλλαγή συστατικών μεταξύ του όγκου και του περιβάλλοντος πετρώματος.

Ο όρος skarn προέρχεται από την Κεντρική Σουηδία από μεταλλωρύχους που έτσι ονομάτησαν το αδρόκοκκο ασβεστοπυριτικό σύνδρομο που συνόδευε το μετάλλευμα του σιδήρου (Geijer and Magnusson, 1952). Αργότερα υιοθετήθηκε από τον Goldschmidt (1911) κατά την εργασία του στη Νορβηγία, στην περιοχή Κριστιάνα. Από τότε ο όρος έχει διευρυνθεί και χρησιμοποιείται όταν αναφερόμαστε σε ασβεστοπυριτικά πετρώματα, πλούσια σε ασβέστιο, σίδηρο, μαγνήσιο και αργίλιο, τα οποία σχηματίστηκαν με αντικατάσταση αρχικά πλούσιων σε ασβέστιο πετρωμάτων. Χαρακτηριστικά παραδείγματα τέτοιων ορυκτών είναι: γρανάτης (γροσσουλάριος ή ανδραδίτης), διοψίδιος, βολλαστονίτης, βεζουβιανίτης, σκαπόλιθος, μοντισελλίτης, φλογοπίτης, τρεμολίτης, ανορθίτης, φορστερίτης, τιτανίτης, μελίλιθος, επίδοτο, κλινοζοϊσίτης, ζοϊσίτης, αιματίτης, ασβεστίτης και άλλα επουσιώδη ορυκτά.

Γενικά η παρουσία ασβεστούχων skarn είναι σπάνια, αφού έχουν καταγραφεί περίπου 30 εμφανίσεις παγκοσμίως. Χαρακτηριστικά παραδείγματα είναι αυτά στο Cornet Hill της Ρουμανίας (Pascal et al., 2001), στον Καναδά (Owens, 2000), στην Νορβηγία (Jamtveit et al., 1997), στο Crestmore της Καλιφόρνια (Burnham, 1959), στις περιοχές Fuka,Mihara,Kushiro της Ιαπωνίας (Hemni et al., 1995) και στη Μαρόνεια (Mposkos & Doryphoros, 1993), στις οποίες έχει παρατηρηθεί μελιλιθικά

σώματα, τα οποία δημιουργήθηκαν σε ζώνες μεταμόρφωσης επαφής ανθρακικών πετρωμάτων και διεισδύσεων βασικής σύστασης.

2.2 Skarn της Μαρώνειας

Λόγω της διείσδυσης του πλουτωνίτη προκαλείται μετασώματωση επαφής (skarn) στο δυτικό, βόρειο και κεντρικό όριο του, όπου βρίσκονται τα μάρμαρα και οι ασβεστιτικοί φυλλίτες της ενότητας Μάκρης. Εξαιτίας της θερμομεταμόρφωσης τα μάρμαρα ανακρυσταλλώνονται. Κοντά στον πλουτωνίτη η θερμοκρασία είναι υψηλή, ενώ καθώς απομακρυνόμαστε από τον πλουτωνίτη η θερμοκρασία μειώνεται. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να δημιουργηθούν ζώνες θερμομεταμόρφωσης, όπου κάθε ζώνη συνίσταται από μια συγκεκριμένη παραγένεση. Λόγω απουσίας σιδηρούχων ορυκτών η ζώνη skarn έχει ανοιχτό χρώμα και ανάλογα με τα ορυκτά που αντικαθιστούν, χωρίζεται σε endoskarn και exoskarn. Η ζώνη endoskarn αναπτύσσεται σε μικρό πάχος, λίγων εκατοστών, στα πλουτωνικά πετρώματα όπου ο γροσσουλάριος αντικαθιστά τους καλιούχους αστρίους και τα πλαγιόκλαστα και οι πυρόξενοι αντικαθίστανται από αμφίβολο και ορισμένες φορές από επίδοτο. Η ζώνη exoskarn με πάχος 3-5m αναπτύσσεται σε ανθρακικά πετρώματα. Οι Mposkos and Doryphoros (1993) μελέτησαν τη ζώνη exoskarn και επισήμαναν τις εξής παραγενέσεις : γροσσουλάριος – βολλαστονίτης – διοψίδιος – αυγίτης – ασβεστίτης - ορθόκλαστο, γροσσουλάριος – βολλαστονίτης – διοψίδιος – ασβεστίτης - βεζουβιανίτης, γροσσουλάριος – αυγίτης - ασβεστίτης και μελίλιθος, γροσσουλάριος - Al-φλογοπίτης.

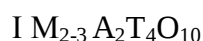
Το γεγονός ότι οι ζώνες έχουν περιορισμένη έκταση δείχνει ότι ο πλουτωνίτης διείσδυσε σε μικρό σχετικά βάθος (Einaudi et al 1981). Χαρακτηριστικό της ζώνης skarn είναι η ύπαρξη φλεβών τεφρών σωμάτων μελίλιθου, των οποίων το πάχος κυμαίνεται από λίγα cm - 2m. Αυτά παρουσιάζονται ολόγυρα από το exoskarn, ενδιάμεσά τους όμως παρεντίθενται η παραγένεση βεζουβιανίτης-ασβεστίτης.

2.3 ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΕΣ

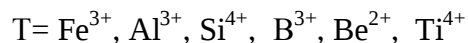
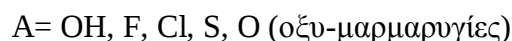
Ορισμός

Οι μαρμαρυγίες ανήκουν στα φυλλοπυριτικά ορυκτά και κρυσταλλώνονται στο μονοκλινές σύστημα. Η δομική τους μονάδα απαρτίζεται από δυο αντιτιθέμενα τετραεδρικά φύλλα (Ts), τα οποία έχουν ενδιάμεσα ένα οκταεδρικό φύλλο (Os). Τα φύλλα αυτά συγκροτούν ένα στρώμα, το οποίο χωρίζεται από τα γειτονικά στρώματα με επιφάνειες μη ενυδατωμένων ενδοστρωματομένων κατιόντων(I). Η διαδοχή έχει ως εξής : ..I..Ts..Os..Ts..I..Ts..Os..Ts .. Τα τετραεδρικά φύλλα είναι T_2O_5 σύστασης, στα οποία τα τετράεδρα ενώνονται με τα γειτονικά τους τετράεδρα επειδή μοιράζονται τα οξυγόνα που βρίσκονται στις τρεις γωνίες τους (βασικά άτομα οξυγόνου). Στην τέταρτη γωνία βρίσκεται το κορυφαίο άτομο οξυγόνου, το οποίο δείχνει σε οριζόντια φορά για το δοθέν τετραεδρικό φύλλο.

Τα ανιόντα συνίστανται από κορυφαία άτομα οξυγόνου των γειτονικών τετραεδρικών φύλλων και ανιόντα A, καθώς συντάσσονται γύρω από τα οκταεδρικά κατιόντα (M). Η σύνταξη των ενδοστρωματομένων κατιόντων είναι δωδεκάπτυχη και το φορτίο τους δεν πρέπει να είναι κάτω από 0,6 ανά τύπο. Ο γενικός χημικός τύπος που μπορούμε να περιγράψουμε τη σύσταση των μαρμαρυγιών είναι ο εξής :



Όπου τις θέσεις I, M, A, T καταλαμβάνουν τα εξής κατιόντα



(Τα πρώτα στοιχεία είναι αυτά που συναντώνται πιο συχνά). Ο αριθμός μονάδων τύπου, Z, κυμαίνεται αναλόγως τη δομή, όμως είναι πάντα 2 όταν η πολυτυπία είναι 1M(μονοκλινές).

Υποδιαιρέσεις

Με βάση τα ενδοστρωματομένα κατιόντα (I) οι μαρμαρυγίες χωρίζονται στους αληθείς μαρμαρυγίες (αν πάνω από το 50% των I είναι μονοσθενή) ή στους εύθραυστους μαρμαρυγίες (αν πάνω από το 50% είναι δισθενή). Ένας μαρμαρυγίας είναι ανεπαρκώς ενδοστρωματομένου κατιόντος, όταν ο χημικός τύπος παρουσιάζει θετικό ενδοστρωματομένο φορτίο από 0,6 -0,85. Το όριο 0,85 αφορά τους διοκταεδρικούς μαρμαρυγίες, εφόσον μέχρι σήμερα δεν έχει οριστεί ανάλογο όριο για τους τριοκταεδρικούς μαρμαρυγίες, λόγω έλλειψης δεδομένων. Οι μαρμαρυγίες ονομάζονται διοκταεδρικοί όταν περιέχουν κάτω από 2,5 οκταεδρικά κατιόντα (M) ανά μονάδα τύπου Z, άρα λέγονται τριοκταεδρικοί όταν κατέχουν 2,5 και πάνω οκταεδρικά κατιόντα.

Αρχές ταξινόμησης

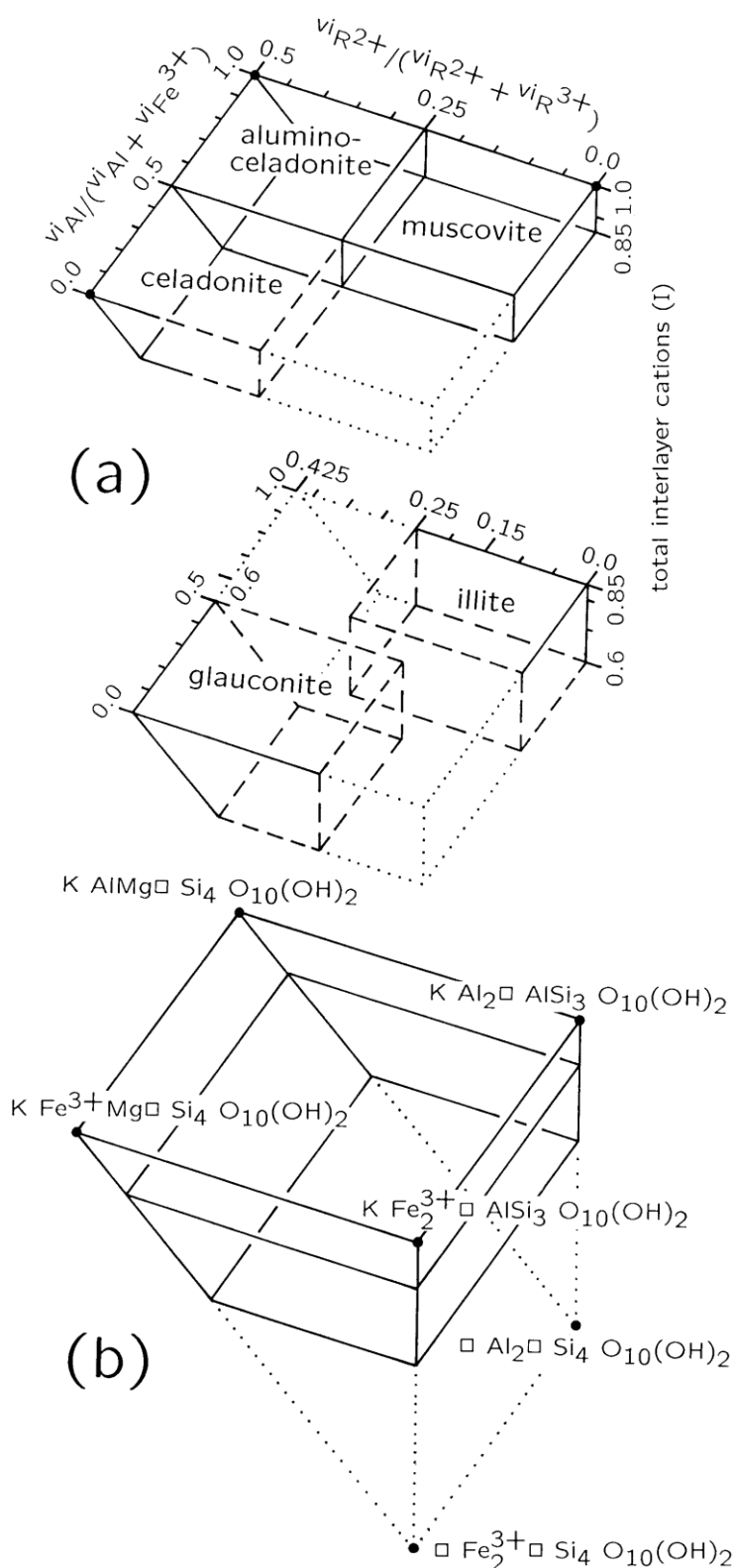
Η ταξινόμηση βασίζεται στη χημική σύσταση των μαρμαρυγιών και συμπεριλαμβάνει γενικεύσεις που απορρέουν από τον προσδιορισμό της κρυσταλλικής δομής. Δεν συμπεριλήφθηκαν οι φυσικές ιδιότητες ως κριτήρια ταξινόμησης γιατί δεν μπορούν να διαφοροποιήσουν πλήρως τα μέλη των μαρμαρυγιών. Συνήθως η προσσέγγιση που χρησιμοποιείται δείχνει ότι η ταξινόμηση των μαρμαρυγιών πρέπει να στηρίζεται σε χημικά δεδομένα που είναι προσβάσιμα και ελάχιστα στις μετρήσεις φυσικών παραμέτρων. Ακόμη, σε χημικά δεδομένα, την πυκνότητα και την κυψελίδα πρέπει να βασίζεται ο κρυσταλλοχημικός τύπος. Αν είναι διαθέσιμα μόνο τα χημικά δεδομένα, τότε προτείνεται ο υπολογισμός του τύπου ως εξής: 1) αν έχει γίνει ακριβής προσδιορισμός του H_2O , ο τύπος θα πρέπει να στηρίζεται σε δώδεκα άτομα $O+F$. 2) αν δεν έχει γίνει προσδιορισμός του H_2O , όπως στις ηλεκτρονικές μικροαναλύσεις, θα πρέπει να υποθέσουμε ότι υπάρχει μια ανιονική ομάδα και ο τύπος θα στηρίζεται σε 22 κατιόντα. 3) αν δεν έχει γίνει προσδιορισμός του H_2O και υπάρχουν υποψίες ότι μια *ύστερη* οξείδωση του σιδήρου στον μαρμαρυγία προκάλεσε αποπρωτονίωση (deprotonation) της ανιονικής ομάδας, ο τύπος πρέπει να στηρίζεται σε $22 + z$ κατιόντα, όπου z είναι το ποσό του τρισθενούς σιδήρου (Stevens 1946, Foster 1960, Rimsaite 1970). Αξίζει να σημειωθεί ότι το λίθιο έχει συγκεντρώσεις που είναι απροσδιόριστες με τον ηλεκτρονικό μικροαναλυτή και συνήθως παραβλέπεται στις υδροχημικές αναλύσεις εξαιτίας του

χαμηλού μοριακού του βάρους. Επιπλέον, το γεγονός ότι δεν μπορεί να προσδιοριστεί η συγκεντρωσή του έχει προκαλέσει πληθώρα εσφαλμένων ταυτοποιήσεων.

Ακραία μέλη

Η ονοματολογία των ακραίων μελών σχετίζεται με τους τύπους που συναντάται συνήθως το Α ανιόν. Όταν στα ακραία μέλη επικρατούν άλλα Α ανιόντα, τότε πρέπει να έχουν κάποιο πρόθεμα για παράδειγμα «φθορο-» στο μοσχοβίτη, «υδροξυ-» στον πολυλιθιονίτη, «οξυ-» στον αννίτη. Όποτε τέτοιες φάσεις ανακαλύπτονται στη φύση, η πρόταση για προσδιορισμό των ορυκτών με τα νέα τους ονόματα θα πρέπει να υποβληθεί ώστε να γίνει δεκτή από την Commission on New Minerals and Mineral Names, IMA.

Η έκθεση αυτή περιλαμβάνει τύπους ακραίων μελών που είναι στοιχειομετρικοί στην κλίμακα του ασύμμετρου τμήματος της μονάδας κυψελίδας. Ως «είδη που δεν είναι ακραία μέλη» ονομάζονται οι μαρμαρυγίες που δεν ανταποκρίνονται στα παραπάνω. Για να εκφραστεί η χημική ποικιλία σε διαγράμματα που αφορούν τη σύσταση μπορούν να χρησιμοποιηθούν «υποθετικά ακραία μέλη». Ωστόσο, εφόσον τα ακραία μέλη δεν έχουν καταγραφεί ως ορυκτά, δεν μπορούν να λάβουν όνομα ορυκτού, για αυτό θα πρέπει στα διαγράμματα να γίνεται χρήση των τύπων ή εκφράσεων βασισμένες σε τύπους. Ο καθορισμός των ορίων αναμειξιμότητας που έχει γίνει πειραματικά σε φυσικές σειρές μαρμαρυγιών θα συμβάλλει στην αναγνώριση των ειδών και στο να τοποθετηθούν μεταξύ τους όρια. Ο κατάλογος των ονομάτων που ισχύουν για τους αληθείς, εύθραυστους και ανεπαρκώς-ενδοστρωματομένους μαρμαρυγίες παρουσιάζονται στους Πίνακες 1, 2 και 3, κατ'ακολουθίαν. Το διάγραμμα των συστάσεων για μερικούς διοκταεδρικούς ανεπαρκώς-ενδοστρωματομένους και αληθείς μαρμαρυγίες παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.1.



Σχήμα 2.1: Τρισδιάστατο διάγραμμα που διευκρινίζει τη σχέση κάποιων αληθών διοκταεδρικών μαρμαρυγιών με ανεπαρκώς ενδοστρωματομένους μαρμαρυγίες

Πίνακας 1: Αληθείς μαρμαρυγίες: Τύποι των ακραίων μελών και τυπικά εύρη των ορυκτών

TABLE 1. TRUE MICAS: END-MEMBER FORMULAS AND TYPICAL RANGES FOR MINERAL SPECIES

DIOCTAHEDRAL		
muscovite	$\text{K Al}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
$^{\text{IV}}\text{Si}: 3.0 - 3.1$	$^{\text{VI}}\text{Al}: 1.9 - 2.0$	$\text{K}: 0.7 - 1.0 (I \geq 0.85)$
$^{\text{VI}}\text{R}^{2+}/(^{\text{VI}}\text{R}^{2+} + ^{\text{VI}}\text{R}^{3+}) < 0.25$	$^{\text{VI}}\text{Al}/(^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}): 0.5 - 1.0$	
aluminoceladonite	$\text{K Al}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
$^{\text{VI}}\text{R}^{2+}/(^{\text{VI}}\text{R}^{2+} + ^{\text{VI}}\text{R}^{3+}) \geq 0.25$	$^{\text{VI}}\text{Al}/(^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}): 0.5 - 1.0$	
$\text{Mg}/(\text{Mg} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{2+}) > 0.5$		
ferro-aluminoceladonite	$\text{K Al}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
$^{\text{VI}}\text{Al}/(^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}): 0.5 - 1.0$	$\text{Mg}/(\text{Mg} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{2+}) \leq 0.5$	
celadonite	$\text{K Fe}^{3+}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
$^{\text{VI}}\text{R}^{2+}/(^{\text{VI}}\text{R}^{2+} + ^{\text{VI}}\text{R}^{3+}) \geq 0.25$	$^{\text{VI}}\text{Al}/(^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}) < 0.5$	
$\text{Mg}/(\text{Mg} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{2+}) > 0.5$		
ferroceladonite	$\text{K Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
$^{\text{VI}}\text{Al}/(^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}) < 0.5$	$\text{Mg}/(\text{Mg} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{2+}) \leq 0.5$	
roscoelite	$\text{K V}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
chromphyllite	$\text{K Cr}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
boromuscovite	$\text{K Al}_2\text{BSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
paragonite	$\text{Na Al}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
$\text{K} < 0.15$	$\text{Ca} < 0.11$	
nanpingite	$\text{Cs Al}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
tobelite	$(\text{NH}_4)\text{Al}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
TRIOCTAHEDRAL		
annite	$\text{K Fe}^{2+}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
phlogopite	$\text{K Mg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
siderophyllite	$\text{K Fe}^{2+}_2\text{Al Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
eastonite	$\text{K Mg}_2\text{Al Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
hendricksite	$\text{K Zn}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
$\text{Zn} > 1.5$		
montdorite*	$\text{K Fe}^{2+}_{1.5}\text{Mn}^{2+}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	
tainiolite	$\text{K LiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	
polyolithionite	$\text{K Li}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	
trilithionite*	$\text{K Li}_{1.5}\text{Al}_{1.5}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}\text{F}_2$	
masutomilite	$\text{K LiAlMn}^{2+}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}\text{F}_2$	
$\text{Mn}^{2+}: 1.0 - 0.5$	$\text{Li}: 1.0 - 1.5$	
$\text{Si}: 3.0 - 3.5$	$^{\text{IV}}\text{Al}: 1.0 - 0.5$	
norrishite	$\text{K LiMn}^{3+}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$	
tetra-ferri-annite	$\text{K Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
tetra-ferriphlogopite	$\text{K Mg}_3\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
aspidolite	$\text{Na Mg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
preiswerkite	$\text{Na Mg}_2\text{Al Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
ephesite	$\text{Na LiAl}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	

Note: species that are not end members are denoted with an asterisk.

Compositional limits are expressed in atoms per formula unit (*apfu*).

Πίνακας 2: Εύθραυστοι μαρμαρυγίες: Τύποι των ακραίων μελών κ τυπικά εύρη των ορυκτών

TABLE 2. BRITTLE MICAS: END-MEMBER FORMULAS AND TYPICAL RANGES FOR MINERAL SPECIES

DIOCTAHEDRAL		
margarite		$\text{Ca Al}_2\Box \text{Al}_2\text{Si}_2 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
<i>I</i> : Ca, Na	<i>M</i> : Al, Li, $\Box > \text{Li}$	<i>T</i> : Al, Si, Be
chernykhite		$\text{Ba V}_2\Box \text{Al}_2\text{Si}_2 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
<i>M</i> : V, Al, Fe, Mg		
TRIOCTAHEDRAL		
clintonite		$\text{Ca Mg}_2\text{Al Al}_3\text{Si O}_{10} (\text{OH})_2$
<i>I</i> : Ca, Na, K	<i>M</i> : Mg, Fe^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn	<i>T</i> : Al, Si, Fe^{3+}
bityite		$\text{Ca LiAl}_2 \text{BeAlSi}_2 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
$^{\text{VI}}\text{Li} > ^{\text{VI}}\Box$		
anandite		$\text{Ba Fe}^{2+}_3 \text{Fe}^{3+}\text{Si}_3 \text{O}_{10} \text{S}(\text{OH})$
<i>I</i> : Ba, K, Na	<i>M</i> : Fe^{2+} , Mg, Fe^{3+} , Mn, Al	<i>A</i> : S > (OH, Cl, F)
kinoshitalite		$\text{Ba Mg}_3 \text{Al}_2\text{Si}_2 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
<i>I</i> : Ba + K ≈ 1.0	<i>M</i> : Mg, Mn^{2+} , Mn^{3+} , Al, Fe, Ti	<i>A</i> : OH, F

Compositional limits are expressed in atoms per formula unit (*apfu*).

Πίνακας 3: Ανεπαρκώς ενδοστρωματωμένοι μαρμαρυγίες: Χαρακτηριστικοί τύποι και εύρος σύστασης

TABLE 3. INTERLAYER-DEFICIENT MICAS: REPRESENTATIVE FORMULAS AND RANGES

DIOCTAHEDRAL [§]		
idealized general formula		
$(\text{K}, \text{Na})_{x+y} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_x (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{2-x} \Box \text{Si}_{4-y} (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_y \text{O}_{10} (\text{OH})_2$		
$0.6 \leq x + y < 0.85$	$\text{Mg} > \text{Fe}^{2+}$	$^{\text{IV}}\text{Al} > ^{\text{IV}}\text{Fe}^{3+}$
illite (a series name)		$\text{K}_{0.65} \text{Al}_{2.0} \Box \text{Al}_{0.65} \text{Si}_{3.35} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
$^{\text{VI}}\text{R}^{2+} / (^{\text{VI}}\text{R}^{2+} + ^{\text{VI}}\text{R}^{3+}) \leq 0.25$		$^{\text{VI}}\text{Al} / (^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}) \geq 0.6$
glauconite (a series name)		$\text{K}_{0.8} \text{R}_{1.33}^{3+} \text{R}_{0.67}^{2+} \Box \text{Al}_{0.13} \text{Si}_{3.87} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
$^{\text{VI}}\text{R}^{2+} / (^{\text{VI}}\text{R}^{2+} + ^{\text{VI}}\text{R}^{3+}) \geq 0.15$		$^{\text{VI}}\text{Al} / (^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}) \leq 0.5$
brammalite (a series name)		$\text{Na}_{0.65} \text{Al}_{2.0} \Box \text{Al}_{0.65} \text{Si}_{3.35} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
TRIOCTAHEDRAL		
wonesite*		$\text{Na}_{0.5} \Box_{0.5} \text{Mg}_{2.5} \text{Al}_{0.5} \text{AlSi}_3 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

Note: * wonesite is not an end member. Compositional limits are expressed in atoms per formula unit (*apfu*). § See also Figure 1; $I = x + y$.

Προσδιορισμοί και καταλήξεις

Χημικές παρεκκλίσεις από τις συστάσεις των ακρών μελών μπορεί να αναπαρισταθούν με επιθετικούς προσδιορισμούς. Θα πρέπει όμως να βασιστούν σε πραγματικούς καθορισμούς της σύστασης για να υποστηρίξουν τον ισχυρισμό. Βέβαια η χρήση των επιθετικών προσδιορισμών δεν είναι υποχρεωτική. Οι προσδιορισμοί όπως «ρουβιδιούχος» είναι απαραίτητοι όταν το στοιχείο πχ Rb είναι πάνω από 10% και κάτω από 50% στον τύπο του αναφερόμενου ακραίου μέλους. Άρα ένας ρουβιδιούχος μοσχοβίτης πρέπει να έχει 0,1-0,5 άτομα Rb ανά μονάδα τύπου. Αν ένα στοιχείο τυγχάνει να βρεθεί με πάνω από ένα τροπους σύνταξης, τότε είναι δυνατός ένας περαιτέρω διαχωρισμός όπως «τετρα-σιδηρούχος» ή «οκτα-σιδηρούχος». Αν η ποσότητα ενός στοιχείου είναι λιγότερη από αυτή που είναι αναγκαία για να δοθεί ο προσδιορισμός και ο συγγραφέας επιθυμεί να αναφέρει την παρουσία του στοιχείου, τότε μπορεί να εκφραστεί ως « περιέχει ρουβίδιο ». Με αυτόν τον προσδιορισμό είναι σωστό να αναφερθεί ένα στοιχείο όταν η ανάλυση είναι ανεπαρκής, ώστε να μην υπολογιστεί πλήρως ο κρυσταλλοχημικός τύπος. Σε περίπτωση που έχει παρθεί ο πολύτυπος, το όνομα μπορεί να έχει την κατάληξη με τον κατάλληλο συμβολισμό πχ μοσχοβίτης-3T.

Ονόματα σειρών και λίστες άκυρων ονομάτων

Στη μελέτη αυτή περιλαμβάνονται ονόματα σειρών για τον προσδιορισμό ελλειπώς μελετημένων μαρμαρυγιών και θα πρέπει να τα χρησιμοποιούν γεωλόγοι υπαίθρου και πετρογράφοι (Πίνακας 4). Τέτοια ονόματα (πχ.βιοτίτης) ορίζονται μόνο σε κάποιες σειρές, έτσι στην πραγματικότητα επικυρώνουν μια πρακτική που είναι ήδη συνηθισμένη. !! Αναθέτοντας ένα όνομα σε έναν ατελώς μελετημένο φυλλοπυριτικό ορυκτό μπορεί να αποδειχθεί παράτολμο, θα πρέπει να προηγείται τουλάχιστον οπτική εξέταση. Όταν ένα τέτοιο υλικό έχει μελετηθεί με λεπτομέρεια, θα πρέπει να προτιμηθούν τα ονόματα ακραίων μελών, με ή χωρίς προσδιορισμούς και καταλήξεις. Τα ονόματα σειρών δεν πρέπει να σχετίζονται με περαιτέρω προσδιορισμούς. Ονόματα των οποίων η χρήση αποφεύγεται, έχουν χωριστεί σε συνώνυμα και ποικιλίες (Πίνακας 5), απροσδιόριστα υλικά και μίγματα (Πίνακας 6) και ονόματα που χρησιμοποιούνταν παλιότερα ή λανθασμένα για μαρμαρυγίες (Πίνακας 7).

Πίνακας 4: Ονόματα σειρών που χρησιμοποιούνται στην ονοματολογία των μαρμαρυγιών

TABLE 4. SERIES NAMES USED IN MICA NOMENCLATURE

biotite	trioctahedral micas between, or close to, the annite – phlogopite and siderophyllite – eastonite joins; dark micas without lithium
glauconite	dioctahedral interlayer-deficient micas with composition defined in Table 3
illite	dioctahedral interlayer-deficient micas with composition defined in Table 3
lepidolite	trioctahedral micas on, or close to, the trilithionite – polyolithionite join; light micas with substantial lithium
phengite	potassic dioctahedral micas between, or close to, the joins muscovite – aluminoceladonite and muscovite – celadonite
zinnwaldite	trioctahedral micas on, or close to, the siderophyllite – polyolithionite join; dark micas containing lithium

Hendricksite, *chernykhite*, *montdorite*, and *masutomilite* should be added to these names if future research substantiates the existence of solid solutions terminated by two end members, such as $KZn_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ and $KMn^{2+}_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$. The first of those, now listed as end-member hendricksite, should then be renamed to “zincohendricksite”, whereas the second should become “manganohendricksite”. The same pattern should apply in all cases given.

Πίνακας 5: Συνώνυμα (s) και ποικιλίες (v) που έχουν χρησιμοποιηθεί στην ονοματολογία των μαρμαρυγιών

adamsite	=	muscovite	lithium muscovite (s)	=	trilithionite, lithian muscovite
alargite (v)	=	manganoean muscovite, manganoean illite	lithium phengite (v)	=	lithian muscovite
ammocheysos	=	muscovite	macrolepidolite (s)	=	lepidolite
ammonium hydromica (s)	=	tobelite	magnesia mica (s)	=	phlogopite
ammonium muscovite (s)	=	tobelite	magnesiomargarite (v)	=	clintonite
amphilogite (s)	=	muscovite	magnesium sericite (v)	=	magnesian illite
anomite	=	biotite	manganese mica (v)	=	biotite
astroite (s)	=	muscovite	manganese muscovite	=	manganoean muscovite
barium phlogopite (v)	=	phlogopite	manganoglaucite (v)	=	glauconite
berylbiotite (v)	=	phlogopite	mangan-muscovite	=	manganoean muscovite
biaxial mica	=	muscovite	manganomuscovite	=	manganoean muscovite
bowleyite (s)	=	bitiyite	manganophyll (v)	=	biotite
brandisite (v)	=	clintonite	manganophyllite (v)	=	biotite
bronzeite (Finch) (v)	=	clintonite	manganophlogopite (v)	=	manganoean phlogopite
caesium-biotite (v)	=	biotite	margarodite	=	muscovite
calciobiotite (v)	=	biotite	Marienglas	=	muscovite
calciotalc (v)	=	clintonite	mariposite (s)	=	chromian phengite, chromian muscovite
cat gold	=	muscovite	marjatskite	=	glauconite
cat silver	=	muscovite	marjatskite	=	glauconite
chalcotocite	=	muscovite	meroxene (v)	=	biotite
chlorophanerite	=	glauconite	metasericite	=	muscovite
chrombiotite (v)	=	biotite	microlepidolite	=	lepidolite
chrome mica (s)	=	chromian muscovite, chromian phengite	monrepite (s)	=	ferrian annite
Chromglimmer (s)	=	chromian muscovite, chromian phengite	Na brittle mica (s)	=	preiswerkite
chromochre	=	chromian muscovite	Na-eastonite (s)	=	preiswerkite
chrysophane	=	clintonite	nacrite (Thomson) (s)	=	muscovite
clingmanite (s)	=	margarite	sodium illite (s)	=	brammallite
colomite	=	roscoelite	natro-alumobiotite (v)	=	biotite, sodian siderophyllite
common mica	=	muscovite	natro-ferrophlogopite (v)	=	biotite, sodian phlogopite
corundellite (s)	=	margarite	natronbiotite (v)	=	biotite
cossite (v)	=	paragonite	natronphlogopite (v)	=	sodian phlogopite
cryophyllite (v)	=	zinnwaldite, ferroan trilithionite, ferroan polyolithionite	natronmargarite (s)	=	calcic paragonite, calcic ephesite
damourite	=	muscovite	nickel phlogopite (v)	=	nickeloan phlogopite
didymite	=	muscovite	oblique mica	=	muscovite
didymite	=	muscovite	odenite	=	biotite
diphante (s)	=	margarite	Odinit	=	biotite
disterrite (v)	=	clintonite	Odith	=	biotite
dysintribite	=	muscovite	oellacherite	=	barian muscovite
emeryite (s)	=	margarite	onophyllite	=	muscovite
euchlorite (s)	=	biotite	Onkophyllit	=	muscovite
ferriannite (s)	=	tetra-ferri-annite	paucilithionite (s)	=	trilithionite
ferribiotite (v)	=	biotite	pearl-mica (s)	=	margarite
ferri-phengite (v)	=	ferrian muscovite	Perlglimmer (s)	=	margarite
ferriphlogopite (v)	=	ferrian phlogopite, tetra-ferriphlogopite	picrophengite (v)	=	magnesian muscovite
			poly-irvingite (v)	=	lepidolite

ferrititanbiotite (v)	=	biotite	potash margarite (v)	=	margarite
ferriwodanite (v)	=	biotite	potash mica	=	muscovite
ferriwodanite (v)	=	biotite	pregirtrite (s)	=	paragonite
ferroferrimargarite (v)	=	margarite	protolithionite (v)	=	zinnwaldite, lithian annite, lithian siderophyllite
ferro-ferri-muscovite (s)	=	ferrian annite	pynophyllite	=	fine-grained muscovite or illite
ferromuscovite (v)	=	biotite	Pyknophyllit	=	fine-grained muscovite or illite
ferro-phlogopite (v)	=	ferroan phlogopite	Rabenglimmer (s)	=	zinnwaldite
ferrophlogopite (v)	=	ferroan phlogopite	Rhombenglimmer (v)	=	phlogopite, biotite
flogopite (s)	=	phlogopite	rhombic mica (v)	=	phlogopite, biotite
fluortainiolite (s)	=	tainiolite	sandbergite	=	barian muscovite
Fraueglas	=	muscovite	sarospatakite	=	illite
fuchsite	=	chromian muscovite	scale stone (s)	=	lepidolite
gaebhardtite ¹	=	chromian muscovite	schernikite	=	muscovite
gilbertite	=	muscovite	Schuppenstein (s)	=	lepidolite
goeschwitzite	=	illite	seladonite (s)	=	celadonite
grundite	=	illite	seybertite (v)	=	clintonite
gümbellite	=	illite 2M ₂	shilkinite (v)	=	ferroan muscovite, ferroan illite
haughtonite (v)	=	biotite	siderischer-Fels-Glimmer (s)	=	lepidolite
heterophyllite (v)	=	biotite	skolite (s)	=	glauconite
holmesite	=	clintonite	soda glauconite (v)	=	glauconite
holmite	=	clintonite	soda margarite (s)	=	calcic paragonite, calcic ephesite
hydromicas (s)	=	interlayer-deficient micas	soda mica (s)	=	paragonite
hydromuscovite	=	illite	sodium illite (s)	=	brammallite
hydroparagonite (s)	=	brammallite	sodium phlogopite (s)	=	aspidolite
hydroxyl-annite (s)	=	annite	sterlingite	=	muscovite
hydroxyl-biotite (s)	=	biotite	svitalskite (v)	=	celadonite
iron-sericite (v)	=	ferrian illite	taeniolite (s)	=	tainiolite
iron mica ²	=	annite, siderophyllite, biotite	talcite	=	muscovite
irvingite (v)	=	lithian muscovite	titanbiotite (v)	=	biotite
Isinglas	=	muscovite	Titanglimmer (v)	=	biotite
Kaliglimmer	=	muscovite	titanmica (v)	=	biotite
killinite	=	illite	titanobiotite (v)	=	biotite
kmaite (s)	=	celadonite, ferrian celadonite	valuevite (v)	=	clintonite
lepidomelanite (v)	=	annite, siderophyllite, tetra-ferri-annite, biotite	vanadium mica (s)	=	roscoelite
lepidomorphite	=	phengite	Vanadlinglimmer (s)	=	roscoelite
leucophyllite (s)	=	aluminoceladonite	verditte	=	chromian muscovite
lilalite (s)	=	lepidolite	Verona earth (s)	=	celadonite
Lilalith (s)	=	lepidolite	veronite (s)	=	celadonite
lime mica (s)	=	margarite	voron'ya slyuda (v) ³	=	zinnwaldite, lithian annite, lithian siderophyllite
lithia mica (s)	=	lepidolite, zinnwaldite	walouewite (v)	=	clintonite
Lithioneisenglimmer (s)	=	zinnwaldite	walouewite (v)	=	clintonite
Lithionglimmer (s)	=	lepidolite	Walujewit (v)	=	clintonite
Lithionit (s)	=	lepidolite	wodanite (v)	=	biotite
lithionite (s)	=	lepidolite	wotanite (v)	=	biotite
lithionitesilicat (s)	=	lepidolite	xanthophyllite (v)	=	clintonite
			zweixaxiger Glimmer	=	muscovite

Πίνακας 6: Απροσδιόριστα υλικά και μίγματα

pattersonite	interstratified biotite and vermiculite
philadelphite	decomposition product of biotite, a vermiculite ?
pholidolite	phlogopite ? saponite ?
pinite	pseudomorph mostly of mica after cordierite, nepheline, or scapolite
pseudobiotite	interstratified biotite and vermiculite or interlayer-deficient biotite
pterolite	decomposition product of hornblende consisting of mica and alkali pyroxene
rastolyte	altered biotite or interlayer-deficient biotite
rubellan	altered biotite or interlayer-deficient biotite, vermiculite ?
sericite	fine-grained aggregate of mica-like phases
spodiophyllite	possibly a mica related to tainiolite
triocahedral illite	interstratified biotite and vermiculite
uniaxial mica	a biotite ?
vaalite	a vermiculite ?
voigtite	weathering product of biotite or interlayer-deficient biotite
waddoite	a mica ?

* Usage of these names is discouraged unless the ill-defined micas are substantiated by new research.

Πίνακας 7: Ονόματα που χρησιμοποιούνταν στο παλιότερα ή και λανθασμένα στους μαρμαρυγίες

TABLE 7. NAMES FORMERLY OR ERRONEOUSLY USED FOR MICAS

agalmatolite	pyrophyllite or a mixture with dominant pyrophyllite
allevardite	rectorite
bannisterite	related to islandlike modulated 2:1 layer silicates
Bildstein	pyrophyllite or a mixture with dominant pyrophyllite
chalcodite	stilpnomelane
Fe muscovite	invalid name, hypothetical end-member
ferrimuscovite	invalid name, hypothetical end-member
ferrophengite	invalid name, hypothetical end-member
ferrostilpnomelane	stilpnomelane
ganophyllite	modulated 2:1 layer silicate
hydrobiotite	regular 1:1 interstratification of biotite and vermiculite
iron muscovite	invalid name, hypothetical end-member
kerrite	vermiculite
maconite	related to vermiculite
manandonite	boron-rich serpentine
pagodite	pyrophyllite or a mixture with dominant pyrophyllite
parsettensite	modulated 2:1 layer silicate
stilpnochlorane	nontronite
tarasovite	regular 3:1 interstratification of dioctahedral mica and smectite

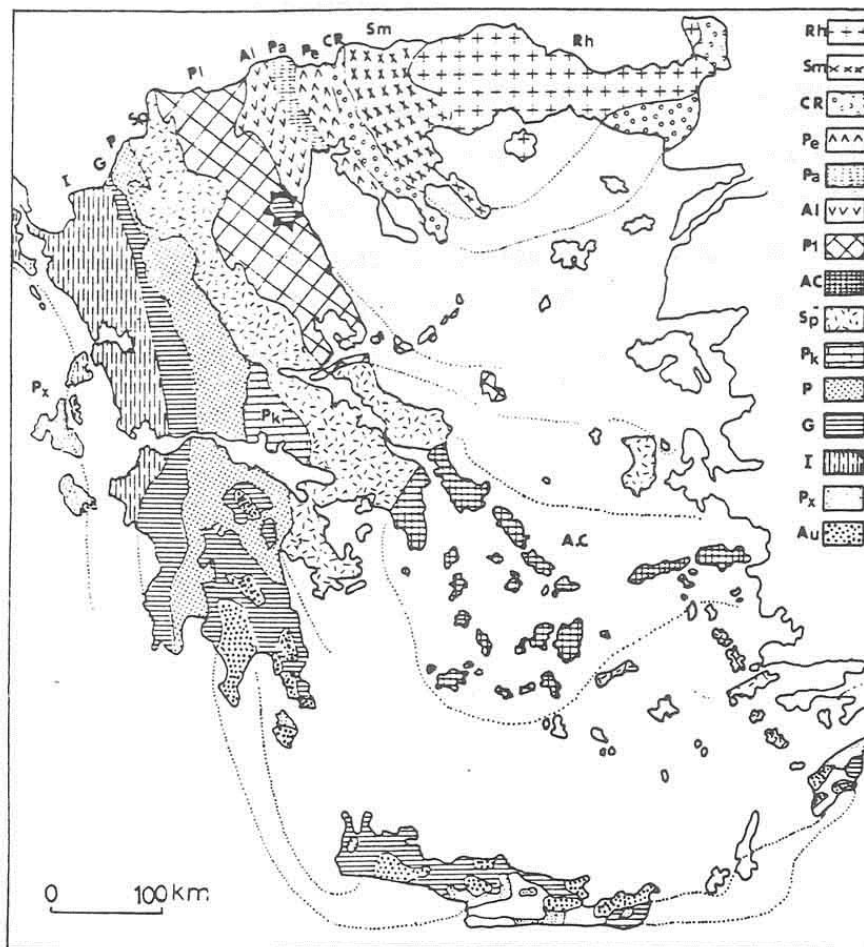
Note that some entries listed in the left-hand column are names of valid species; these names are not to be considered discredited because they appear in this table.

3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

3.1 Περιοδοπική Ζώνη

Η περιοχή έρευνας βρίσκεται στην Περιοδοπική ζώνη, η οποία αποτελεί γεωτεκτονική ζώνη της σειράς των Εσωτερικών Ελληνίδων. Εκτείνεται από τα σύνορα με τη FYROM προς τα νοτιοανατολικά, συνεχίζει μέχρι τη χερσόνησο της Σιθωνίας και στη συνέχεια κάμπτεται προς τα βορειοανατολικά όπου προεκτείνεται υποθαλάσσια από το κάτω άκρο της χερσονήσου του Άθω, προς τη Σαμοθράκη και την περιοχή της Αλεξανδρούπολης και του Έβρου (Σχήμα 3.1).

Στα ανατολικά η Περιροδοπική ζώνη περιβάλλει τη μάζα της Ροδόπης, ενώ το δυτικό της τμήμα συνορεύει στα ανατολικά με τη Σερβομακεδονική μάζα και στα δυτικά με τη ζώνη Αξιού. Εφόσον και τα δυο όρια αποτελούν τεκτονικές επαφές, προκύπτει ότι η Περιροδοπική ζώνη επωθείται στη μάζα της Ροδόπης και η Σερβομακεδονική επωθείται πάνω στην Περιροδοπική.(!? ενότητες της Σερβομακεδονικής επωθούνται στην Περιροδοπική Παπανικολάου 1984, τεκτονικά λείπια με διεύθυνση ΒΑ προκαλούν επώθηση της Περιροδοπικής στη Σερβομακεδονική, Τρανός 1999)



Σχήμα 3.1 Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. **Rh**: Μάζα της Ροδόπης, **Sm**: Σερβομακεδονική μάζα, **CR**: Περιροδοπική ζώνη, (**Pe**: Ζώνη Παιανίας, **Pa**: Ζώνη Πάικου, **Al**: Ζώνη Αλμωπίας) = Ζώνη Αξιού, **PI**: Πελαγονική ζώνη, **Ac**: Αττικό-Κυκλαδική ζώνη, **Sp**: Υποπελαγονική ζώνη, **Pk**: Ζώνη Παρνασσού - Γκιώνας, **P**: Ζώνη Πίνδου, **G**: Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, **I**: Ιόνιος ζώνη, **Px**: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια **Au**: Ενότητα "Ταλέα όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι" πιθανόν της Ιονίου ζώνης. (Mountrakis et al. 1983)

Δασική Ορυχεία		Προβλεπόμενος Ορυχέας:	
	ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ ΛΕΞΑΝΕΣ Αιγείο-Ελληνικό Μεσο-Νέο	ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΛΕΞΑΝΗ ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΛΕΞΑΝΗ ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΛΕΞΑΝΗ	ΜΑΖΑ ΡΟΔΟΥ
	Πάχος > 2000m Επικλίση α. Βασικά μαγματικά πετρώματα β. Πάχος ελαστικής γ. Αποβλήτων Ακτής Υδροθερμική μεταστροφή Προκίτ-Παυσιμότητα Τριτογενή Πάχος > 900m Επικλίση α. Μεταμορφωμένα πετρώματα β. Μεταμορφωμένα πετρώματα γ. Μεταμορφωμένα πετρώματα Κινοβέντο-Τριτογενή Πάχος > 900m Αποβλήτων	Πάχος > 2000m Επικλίση α. Βασικά μαγματικά πετρώματα β. Πάχος ελαστικής γ. Αποβλήτων Ακτής Υδροθερμική μεταστροφή Προκίτ-Παυσιμότητα Τριτογενή Πάχος > 900m Επικλίση α. Μεταμορφωμένα πετρώματα β. Μεταμορφωμένα πετρώματα γ. Μεταμορφωμένα πετρώματα Κινοβέντο-Τριτογενή Πάχος > 900m Αποβλήτων	Πάχος > 2000m Επικλίση α. Βασικά μαγματικά πετρώματα β. Πάχος ελαστικής γ. Αποβλήτων Ακτής Υδροθερμική μεταστροφή Προκίτ-Παυσιμότητα Τριτογενή Πάχος > 900m Επικλίση α. Μεταμορφωμένα πετρώματα β. Μεταμορφωμένα πετρώματα γ. Μεταμορφωμένα πετρώματα Κινοβέντο-Τριτογενή Πάχος > 900m Αποβλήτων

Το ανατολικό τμήμα της Περιοδοδοπικής στην περιοχή της Θράκης διακρίνεται σε δυο ενότητες, ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού: α) την ενότητα Μάκρης, στην οποία ανήκει η περιοχή της Μαρώνειας β) την ενότητα Δρυμού-Μελίας (μεταμφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, Τριαδικής-Ιουρασικής ηλικίας) .

Η ενότητα Μάκρης, η οποία τοποθετείται ασύμφωνα πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Ροδόπης, αποτελείται από δυο σειρές από κάτω προς τα πάνω α) τη μεταϊζηματογενή και β) τη μεταμφαιστειοϊζηματογενή σειρά ή

σειρά πρασινοσχιστολίθων. Η ενότητα Μάκρης αντιστοιχεί πετρολογικά με τον ανώτερο ορίζοντα (φυλλιτικό σύστημα) του κρυσταλλοσχιστώδους της Ροδόπης (Μαράτος, 1964 & Ανδριανόπουλος, 1967) και καταλαμβάνει μια μεγάλη έκταση από τα δυτικά της Αλεξανδρούπολης μέχρι το όρος Ίσμαρος.

α) Η υποκείμενη μεταϊζηματογενής σειρά έχει πάχος 300μ, αποτελείται στο κατώτερο τμήμα της από κροκαλοπαγή, γραουβάκες και χαλαζίτες που έχουν υποστεί μεταμόρφωση. Τα πετρώματα αυτά υποδεικνύουν τη φάση επίκλυσης και την ασυνέχεια με τη μάζα της Ροδόπης. Στο ανώτερο τμήμα της η σειρά συνίσταται από ανθρακικά πετρώματα όπως λεπτοκρυσταλλικοί και δολομιτωμένοι ασβεστόλιθοι, λεπτοκρυσταλλικοί δολομίτες, ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι και αδρόκοκκα μάρμαρα με ενστρώσεις φυλλιτών και γραφιτικών σχιστολίθων (Πομόνη-Παπαϊωάννου & Παπαδόπουλος 1988). Τα ανθρακικά αυτά εμφανίζουν κατακόρυφη και πλευρική μεταβολή προς τα πετρώματα της μεταηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς και δείχνουν απόθεση ιζημάτων σε ρηχά θαλάσσια νερά (Εικ.3,2).

β) Η υπερκείμενη μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά έχει πάχος πάνω από 500m και συνίσταται από πρασινοσχιστόλιθους, χλωριτικούς, ταλκικούς και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1980,1982, Πομόνη-Παπαϊωάννου & Παπαδόπουλος 1988, Μαγκανάς 1991). Ο Μαγκανάς (1988) θεωρεί ότι τα πετρώματα αυτά προήλθαν από ενδιάμεσα ως βασικά ηφαιστειακά πετρώματα. Ο Cheliotis (1986) θεωρεί τους πρασινοσχιστόλιθους της ενότητας Μάκρης και τους μετατόφρους και τα μεταηφαιστειακά πετρώματα της ενότητας Δριμού-Μελίας, ως μια εννιαία ενότητα ενός ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού. Η ενότητα αυτή, που αποκαλείται ως ενότητα Πρασινοσχιστολίθων, αποτελείται από μεταηφαιστειακά πετρώματα, όπως μαξιλαροειδείς λάβες, ροές λάβας, λατυποπαγή λάβας και μετατόφρους υποθαλάσσιας προέλευσης. Διακρίνει την ενότητα σε περιοχές με τόφρους και λάβες, όπου τις περισσότερες φορές τα όρια τους είναι ασαφή λόγω της μεταμόρφωσης που έχουν υποστεί (Εικ.3,2).

Ο Μπόσκος (1988) θεωρεί την ενότητα Μάκρης ως τεκτονικό υπόλειμμα της Περιοδοπικής ζώνης που τοποθετείται τεκτονικά πάνω στη μάζα της Ροδόπης, ενώ ο Παπαδόπουλος (1989) θεωρεί ότι η ασυμφωνία μεταξύ της ενότητας Μάκρης και του κρυσταλλικού υποβάθρου της μάζας της Ροδόπης είναι είτε τεκτονική επαφή ή στρωματογραφική. Ο Ιωαννίδης (1998) θεωρεί ότι ενότητα Μάκρης είναι μονάχα η υπερκείμενη μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, η οποία συνίσταται από ιζηματογενή πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, όπως μετακροκαλοπαγή, μεταψαμμίτες,

κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους ως μάρμαρα, φυλλίτες ως μερικώς αργιλικούς και γραφιτικούς σχιστόλιθους και πρασινοσχιστόλιθους με πλευρικές μεταβάσεις φυλλιτών και παρεμβολές χαλαζιτών. Οι Boyanov et al (1963), Boyanov & Trifonova (1978) αναφέρουν το τμήμα της ενότητας Μάκρης που βρίσκεται στη Βουλγαρία ως Πρασινοσχιστολιθικό σύμπλεγμα.

Η ενότητα Δρυμού-Μελίας η οποία βρίσκεται σε ασυμφωνία με την υποκείμενη ενότητα της Μάκρης και με τα υπερκείμενα Τριτογενή ιζήματα, έχει πάχος μεγαλύτερο από 900m (Πομόνη-Παπαϊωάννου και Παπαδόπουλος 1988) και αποτελείται από γραουβάκες, χαλαζιακούς ψαμμίτες, χαλαζίτες, αργιλικούς σχιστόλιθους και από ένα μικρού πάχους τεκτονικό λατυποπαγές στη βάση (Κουρή 1980, Παπαδόπουλος 1982).

Οι Μαράτος και Ανδρονόπουλος (1965) ήταν αυτοί που εισήγαγαν την ενότητα αυτή ως ξεχωριστό σχηματισμό και την ονόμασαν Στρώματα Μελίας-Αλεξανδρουπόλεως. Η περιοχή της Αλεξανδρούπολης αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Πρόκειται για μια σειρά φυλλιτών με ενστρώσεις.

Από τους πρώτους που μελέτησαν τη γεωλογία της Θράκης ήταν ο Viquesnel (1868), ο οποίος κατατάσσει την ενότητα αυτή ως ένα μεταβατικό στρώμα, το οποίο βρίσκεται σε ασυμφωνία με το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Ροδόπης και με τα υπερκείμενα Τριτογενή ιζήματα. Επιπλέον, οι Mitzopoulos & Trikkalinos (1937) αναφέρουν γραουβακοειδείς αποθέσεις μέσα στους κρυσταλλικούς σχιστόλιθους και ο Wirth (1940) απεικονίζει μια σειρά πάχους 1000m από ψαμμίτες και γραουβάκες με λεπτές ενστρώσεις κυανότεφων αργιλικών σχιστολίθων. Ο Trikkalinos (1954) συσχέτισε τους προηγούμενους σχηματισμούς με το μεταβατικό στρώμα της Μελίας που αναφέρει ο Viquesnel (1968). Ο Cheliotis (1986) υποστηρίζει ότι στα κατώτερα στρώματα της ενότητας του Δρυμού-Μελίας υπάρχουν ηφαιστειακά πετρώματα διαφορετικών γενεών, τα οποία διεισδυσαν στην ενότητα των Πρασινοσχιστολίθων και σχημάτισαν ένα στρώμα από πάνω. Το ανώτερο τμήμα της ενότητας Δρυμού-Μελίας συνίσταται από μια σειρά τεφρών φυλλιτών με κονδύλους και φακούς κερατόλιθου, οργανικού υλικού, παρεμβολές κροκαλοπαγών και σπάνια χαλαζίτες.

Την ίδια άποψη συμμερίζεται και ο Μαγκανάς (1988) που θεωρεί ότι το κατώτερο τμήμα της ενότητας αποτελείται από βασικές ή ενδιάμεσες λάβες και πυροκλαστικά πετρώματα, ενώ το ανώτερο αντιστοιχεί σε έναν άτυπο φλύσχοιδή σχηματισμό (Boyanov and Budurov 1979) και συμπίπτει με το φλύσχη της Σβούλας

που ανήκει στην Περιοδοπική ζώνη. Οι Boyanov et al (1963), Boyanov and Budurov (1979) ονόμασαν την αντίστοιχη λιθοστρωματογραφική ενότητα στη Βουλγαρία, πάχους 350-500m, ως Σύμπλεγμα Φυλλιτών.

3.2 Η ηλικία της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη

Οι ηλικίες των σχηματισμών της Περιοδοπικής αποκλίνουν μεταξύ τους διότι στην περιοχή της ενότητας Μάκρης, καθώς και του Δρυμού-Μελίας δεν υπάρχει στρωματογραφικός συσχετισμός, ούτε χαρακτηριστικά απολιθώματα.

Συγκεκριμένα για την ενότητα Μάκρης, οι Μαράτος και Ανδρονόπουλος (1965), χρονολόγησαν με βάση τα απολιθώματα τους ασβεστόλιθους που βρίσκονται δυτικά του χωριού Μάκρη ως Περμοτριάδικους, ενώ παράλληλα τους ασβεστόλιθους που υπάρχουν κοντά στο χωριό Αλική και ανήκουν στην ανώτερη ενότητα των Φυλλιτών, τους θεώρησαν ως Άνω Τριάδικης-Κάτω Κρητιδικής ηλικίας. Για τους φυλλίτες και πρασινοσχιστόλιθους ο Κουρής (1980) έθεσε ότι είναι Ιουρασικής- κάτω Κρητιδικής ηλικίας, ενώ ο Παπαδόπουλος (1982) ότι είναι Τριάδικης- Άνω Ιουρασικής ηλικίας. Για την ενότητα Δρυμού-Μελίας οι Mitzopoulos και Trikkalinos (1937) θεώρησαν ότι τα πετρώματα είναι Παλαιοζωϊκής ηλικίας και ο Wirth (1940) καθόρισε με βάση ενός ημικατεστραμμένου απολιθώματος, ότι η ηλικία των σχηματισμών είναι Κάτω Λιθανθρακοφόρο. Ο Trikkalinos (1954) θεώρησε ότι εξαιτίας της ύπαρξης αμμωνιτών, η ηλικία που προκύπτει είναι Άνω Ιουρασική, σε αντίθεση με τους Κουρή (1980) και Παπαδόπουλο (1982), οι οποίοι προσδίδουν Άνω Κρητιδική και Ιουρασική- Κάτω Κρητιδική ηλικία αντίστοιχα. Ο Kopp (1965) όρισε την ηλικία των σχηματισμών ως Άνω Λιάσσιο- Κάτω Δογγέριο, ενώ οι Μαράτος και Ανδρονόπουλος (1965), συγχωνεύουν αυτούς τους σχηματισμούς με τα υπερκείμενα πετρώματα του Τριτογενούς και τους δίνουν Ηώκαινική ηλικία.

3.3 Μεταμόρφωση και τεκτονική της Περιοδοπικής στη Θράκη

Ο Μαγκανάς (1988) διαπίστωσε ότι οι ορογενετικές κινήσεις καθώς και η υδροθερμική δράση σχετίζονται με τα παραμορφωτικά και μεταμορφικά γεγονότα που επιδρούν στους σχηματισμούς της Περιοδοπικής ζώνης.

Οι Μαράτος και Ανδρονόπουλος (1965 α,β) αναφέρουν για την ενότητα Μάκρης μέτρια ή ασθενή μεταμόρφωση. Οι Κουρής (1980) και Παπαδόπουλος

(1982) πιστεύουν ότι η ανώτερη μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά της ενότητας Μάκρης απαρτίζεται από μεταμορφωμένα πετρώματα μέχρι και την πρασινοσχιστολιθική φάση. Ο Cheliotis (1986) κατατάσσει τη μεταμόρφωση της ενότητας αυτής ως χαμηλού βαθμού, ενώ οι Papadopoulos et al. (1989) θεωρούν ότι τα πετρώματά της σχηματίστηκαν κάτω από συνθήκες χαμηλής πίεσης και θερμοκρασίας περίπου 350°C. Ο Μαγκανάς (1988) για τα μεταϊζηματογενή πετρώματα της ενότητας Μάκρης θεωρεί ότι υπόκεινται σε μια πολύ χαμηλού έως χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση. Για τα μεταηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα της ίδιας ενότητας υποστηρίζει ότι η πίεση κατά τη μεταμόρφωση ήταν μεγαλύτερη ή ίση με 2kbars και η θερμοκρασία από 300 έως 475°C.

Σύμφωνα με τον Cheliotis (1986), τα ηφαιστειακά πετρώματα της ενότητας Δρυμού-Μελίας, υφίστανται χαμηλού βαθμού υδροθερμική μεταμόρφωση. Ο Μαγκανάς (1988) πιστεύει ότι τα πετρώματα αυτά έχουν πιέσεις μεταμόρφωσης από 1 έως 4kbars και θερμοκρασία από 220 έως 350°C.

Η τεκτονική δράση στην Περιοδοπική ζώνη της Θράκης χαρακτηρίζεται από ομαλές πτυχές με άξονα BA-BBA και κατακόρυφα ρήγματα με BΔΔ-NAA διεύθυνση (Μαράτος και Αδριανόπουλος, 1965 α,β). Παρατηρήθηκαν πτυχές με άξονες BA-BBA και κλίση Α-Δ και τρία συστήματα ασυνεχειών, με διευθύνσεις BBD-NNA, BBA-NNΔ και Α-Δ (Κωσταντινίδης κ.ά. 1983). Οι Kondopoulou and Pavlides (1990) βρήκαν ότι οι κύριες διευθύνσεις των ρηγμάτων στα πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη, είναι BBD-NNA, BA-NΔ και Α-Δ. Οι Karfakis and Doutsos (1995) εξακρίβωσαν το σχηματισμό λεκανών κατά το Ηώκαινο-Κάτω Ολιγόκαινο, οι οποίες είχαν διεύθυνση ανάπτυξης BΔΔ-BΔ. Από ένα σύστημα δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης δημιουργήθηκαν νέες λεκάνες κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου-Κατώτερου Μειοκαίνου με διεύθυνση ανάπτυξης ΒΑ. Ο Ιωαννίδης κ.ά. (1998) παρατήρησαν δυο φάσεις πλαστικών παραμορφώσεων. Η μια διαθέτει κλειστές ασύμμετρες πτυχές με σύγχρονη μεταμόρφωση, ενώ η άλλη ανοιχτές πτυχές Ανω Ιουρασικής ηλικίας που δε σχετίζονται με νέα μεταμορφική διεργασία.

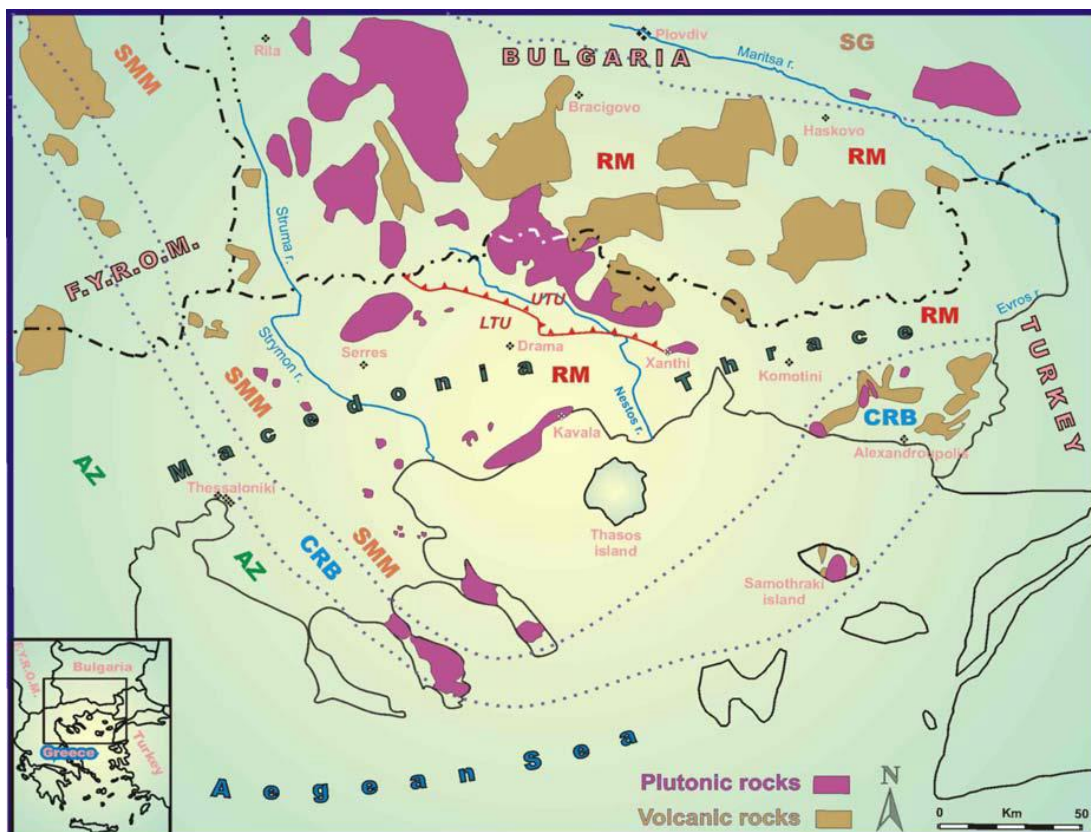
3.4 Τριτογενής Μαγματισμός

Η περιοχή εκτός απ'τα πετρώματα που προαναφέρθηκαν, συνίσταται από πλουτωνικά πετρώματα ενδιάμεσης ως βασικής σύστασης. Ο μαγματισμός της περιοχής ξεκίνησε κατά το Μεσοζωϊκό και συνεχίστηκε μέχρι το Τριτογενές

(Μαγκανάς, 1988). Στην περιοχή ανατολικά της Μάκρης υπάρχει ένα γάββρικό πέτρωμα, ενώ στην περιοχή της Μελίας ένα διαβάσικό (Μαράτος & Αδριανόπουλος, 1964α,γ) . Τα πετρώματα αυτά χαρακτηρίζονται ως μεταδιαβάσες ή μεταλάβες και διεισδύουν υπό τη μορφή φλεβιδίων στην περιοχή της Μάκρης καθώς και στην περιοχή Μελίας (Κουρής, 1980, Παπαδόπουλος, 1982). Της ίδιας μορφής διεισδύσεις παρατηρούνται και στα πετρώματα της Βουλγαρίας (Boyanov & Trifonova, 1978, Παπαδόπουλος, 1980).

Ο μαγματισμός αρχίζει με πετρώματα θολειτικής σύστασης και συνεχίζει με διεισδύσεις ασβεσταλκαλικής σύστασης (Cheliotis, 1986). Τα πετρώματα αυτά χαρακτηρίζονται ως μονζογάββροι και ότι προέρχονται από βασικά πετρώματα (Μαγκανάς, 1988).

Στη διάρκεια του Τριτογενούς η μάζα της Ροδόπης και η Περιοδοπική ζώνη διακρίνονται από έντονη μαγματική δράση. Τα πυριγενή πετρώματα που προκύπτουν είναι όξινης ως ενδιάμεσης σύστασης και έχουν ασβεσταλκαλικό ως σωσσονιτικό χαρακτήρα (Σχήμα 3,3).



Σχήμα 3,3: Τα τριτογενή πυριγενή πετρώματα στη ΒΑ Ελλάδα (Christofides et al. 1998)

Στη δυτική Θράκη εμφανίζεται μια ζώνη πλουτωνικών πετρωμάτων ABA διεύθυνσης που συνίσταται από μονζονίτες, γρανοδιορίτες και γάββρους (Sideris, 1975, Del Moro et al., 1988, Eleftheriadis, 1990, Christofides, 1996, Christofides et al., 1998).

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα της Θράκης χωρίζεται σε δυο περιοχές, η μια βρίσκεται βόρεια της Ξάνθης και περιέχει τα ηφαιστειακά πετρώματα του Καλότυχου (Innocenti et al. 1984, Eleftheriadis & Lippolt, 1984, Eleftheriadis, 1995) και η άλλη βρίσκεται στη δυτική Θράκη και περιέχει τα ηφαιστειακά του Έβρου (Ρεντζεπέρης, 1956, Σιδέρης, 1975, Eleftheriadis et al., 1989, Arikas & Voudouris, 1998, Frass et al., 1990, Christofides et al. 2001b). Η ηφαιστειότητα ξεκίνησε το Μέσο Ηώκαινο, επικράτησε κατά το ανώτερο Ολιγόκαινο όπου δημιούργησε υψηλού Κ ασβεσταλκαλικά ως σωσσονιτικά πετρώματα ενδιάμεσης σύστασης και η ολοκληρωσή της έγινε στα τέλη του Μειοκαίνου με ηφαιστειακά όξινης και ενδιάμεσης σύστασης. Τα ηφαιστειακά της Θράκης αποκαλύφθηκαν μετά την κατάρρευση του Ελληνικού ορογενούς.

4. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ

4.1 Λιθοστρωματογραφία της Μαρώνειας

Η περιοχή της Μαρώνειας γεωλογικά στην Ενότητα Μάκρης και αποτελείται από 6 λιθολογικούς ορίζοντες από τα κατώτερα προς τα ανώτερα:

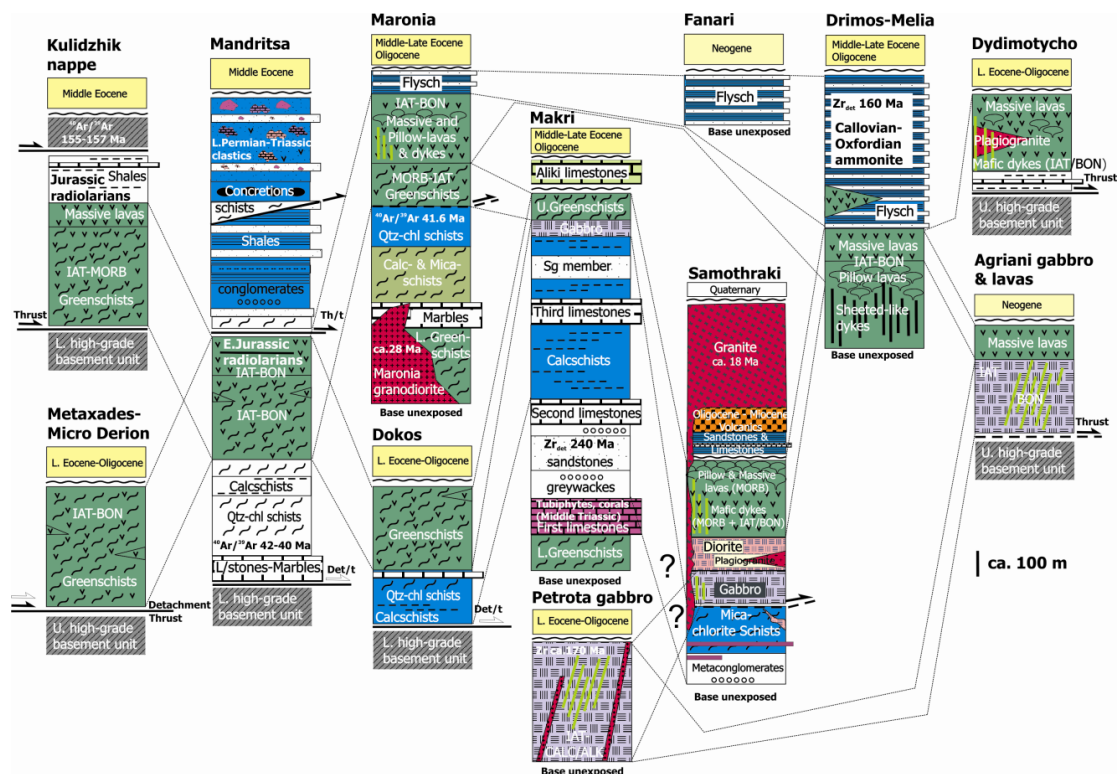
1. Σειρά φυλλιτών: αποτελεί μια σειρά πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού
2. Μάρμαρα σε ασυμφωνία με τους φυλλίτες, ηλικίας Τριαδικού (Maratos and Andronopoulos 1964).
3. Χαλαζιακοί - Χλωριτικοί σχιστόλιθοι (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1980, Πομώνη και Παπαδόπουλος 1988, Magganis et al. 1991).
4. Φυλλίτες με οφειολιθικά σώματα σειράς MORB Ιουρασικής ηλικίας, τα οποία τοποθετήθηκαν τεκτονικά με τη δράση ανάστροφου ρήγματος πάνω στους χαλαζιακούς-χλωριτικούς σχιστόλιθους (Κουρής 1980).

5. Οφειόλιθοι Ιουρασικού και pillow lavas βασαλτικής-ανδεσιτικής σύστασης της σειράς IAT-BON.
6. Φλύσχης ηλικίας Μαιστριχτίου, με εναλλαγές ψαμμιτών και μαργών. Οι απόψεις σχετικά με την ομοιότητα στη λιθολογία των ηφαιστειοϊζηματογενών και της κλαστικής σειράς με την αντίστοιχη της Ενότητας Δρυμός-Μελία και με την Ενότητα Άσπρης Βρύσης - Χορτιάτη καταλήγουμε πως ο φλύσχης περιλαμβάνει πιθανόν κερατόλιθους, σχιστόλιθους και οφειολιθικά πετρώματα σε φακοειδείς μορφές.

4.1.1 ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ

Η ενότητα Μάρκρης αποτελείται από έναν ορίζοντα μεταμορφωμένων πετρωμάτων που κατέχει μια έκταση από τα δυτικά και βόρεια της Αλεξανδρούπολης μέχρι το όρος Ίσμαρος και την Ξυλαγανή. Έρχεται σε επαφή ασύμφωνα με τα κρυσταλλοσχιτώδη πετρώματα της μάζας της Ροδόπης και περιλαμβάνει δυο πετρολογικές σειρές (Σχ. 4.1):

1. Την υποκείμενη μεταϊζηματογενή σειρά και
2. την υπερκείμενη μεταηφαιστειοϊζηματογενή σειρά (Παπαδόπουλος 1980).



Σχήμα 4.1 Τεκτονο-στρωματογραφική στήλη της Ενότητας Μάκρης καθώς και λιθοστρωματογραφικός συσχετισμός αυτής με τις ενότητες της Περιοδοπικής Ζώνης στη Θράκη (Korpp 1969).

Η υποκείμενη μεταίζηματογενής σειρά αποτελεί μια σειρά με πάχος μεγαλύτερο από 500m. Η Ενότητα Μάκρης αποτελείται από μετακροκαλοπαγή, μεταγραουβάκες και μεταχαλαζίτες στα κατώτερα τμήματά της και στα ανώτερα από ανθρακικά πετρώματα έντονης δολομιτίωσης, δηλαδή τα μάρμαρα Ατάρνης. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα των κατώτερων στρωμάτων της ενότητας δίνουν την επίκλυση της θάλασσας με αποτέλεσμα η Ενότητα της Μάκρης να αποτίθεται ασύμφωνα με το κρυσταλλικό υπόβαθρο της μάζας της Ροδόπης. Τα ανώτερα ανθρακικά πετρώματα υποδεικνύουν ότι επρόκειτο για μια αβαθή θάλασσα. Το κυριότερο χαρακτηριστικό των πετρωμάτων αυτών αποτελεί η πλευρική μεταβολή που εμφανίζουν προς τα σχιστοποιημένα πετρώματα της μεταηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς (Πομόνη-Παπαιωάννου και Παπαδόπουλο 1988).

Η υπερκείμενη μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά έχει πάχος >500 m. Πετρολογικά περιέχει πρασινοσχιστόλιθους, χλωριτικούς σχιστόλιθους, ταλκικούς σχιστόλιθους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1980, Πομόνη-Παπαιωάννου και Παπαδόπουλος 1988, Magganis et al. 1991). Τα πετρώματα αυτά συνδέονται με μαγματισμό που έδωσε πετρώματα ηφαιστειακής βασικής – ενδιάμεσης σύστασης κατά το Ιουρασικό. Πιθανή όμως είναι και η τα πετρώματα αυτά να είχαν πυροκλαστική. Επιπλέον, η πρασινοσχιστολιθική σειρά της Ενότητας της Μάκρης είναι μια ξεχωριστή ενότητα ενός ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού από μετατόφους και μεταηφαιστειακά πετρώματα (Μαγκανά 1988).

Η ανώτερη Μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά χαρακτηρίζεται ως ένα πρασινοσχιστολιθικό σύμπλεγμα (Boyanov et al. 1963, Boyanov and Trifonova 1978). Στην επαφή των πρασινοσχιστολίθων παρατηρούνται επικλυσίγενείς, πλακώδεις έως λεπτοστρωματώδεις νουμουλιτοφόροι ασβεστόλιθοι Ηωκαινικής ηλικίας, με απουσία παραμόρφωσης ή μεταμορφικών φαινομένων.

Η μεταμόρφωση που πραγματοποιείται στην Ενότητα Μάκρης χαρακτηρίζεται ως πρασινοσχιστολιθικής φάσης χαμηλού έως μέσου βαθμού. Οι συνθήκες T και P που μετρήθηκαν με τη μέθοδο Triboulet (1992) υπολογίστηκαν ως

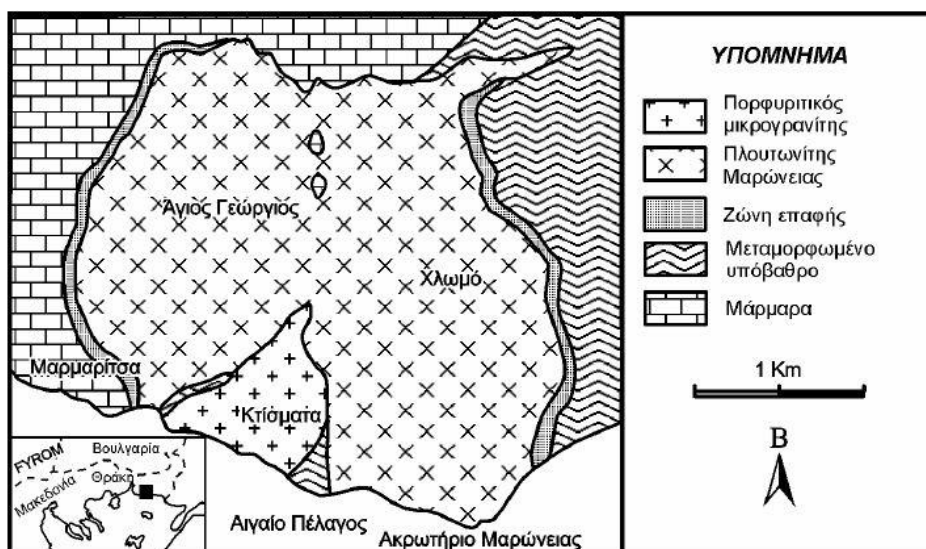
$P=3,6\text{Kbar}$ και $T=384^{\circ}\text{C}$. (Winkler 1979, Wimmernauer 1985, Bucher and Frey 1994) ενώ κατά Jowett (1991) υπολογίστηκε $P=2,8\text{ kbar}$ και $T= 2880\text{ C}$, που υποδεικνύει ότι σχετίζεται με τη χαμηλότερη θερμοκρασία μεταμόρφωσης του χλωρίτη από 220°C - 279°C .

4.2 ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ

Ο πλουτωνίτης αποτελεί μια μικρή, υψηλού K, μαγματική διείσδυση κοντά στην αρχαία Μαρώνεια Ροδόπης της Θράκης. Η εξελιξη του, εκτός από τις διαδικασίες διαφοροποίησης, εξαρτάται σημαντικά από τις επικρατούσες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας καθώς και από άλλες φυσικοχημικές συνθήκες. (Παπαδοπουλου κα. 2005). Θεωρείται ο νεότερος απ' τους πλουτωνίτες της Θράκης που διείσδυσε κατά το Τριτογενές. Διακρίθηκαν τρεις κύριοι τύποι πετρωμάτων βασικής, ενδιάμεσης και όξινης σύστασης. Γεωχημικές και ισοτοπικές αναλύσεις υποδεικνύουν ότι η βασική ομάδα πετρωμάτων αποτελεί ένα μάγμα που εξελίσσεται ισοτοπικά σε ενδιάμεση σύσταση. Η ενδιάμεση ομάδα εξελίσσεται και περιγράφεται από τη διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης και αφομοίωσης του μάγματος. Η όξινη ομάδα αντιπροσωπεύει τα τήγματα του φλοιού, τα οποία δε σχετίζονται γενετικά με τη βασική και ενδιάμεση ομάδα (Papadopoulou 2004). Η σύστασή του κυμαίνεται από μονζοδιορίτη ως μονζογάββρο. Ανήκει στα ασβεσταλκαλικά πετρώματα και πετρογενετικά χαρακτηρίζεται ως πυριγενές πέτρωμα I τύπου ή σειράς μαγνητίτη μαγματικής προέλευσης (Δορυφόρου 1990)

Η θέση του πλουτωνίτη σχετίζεται με τη μεταορογενετική έκταση που συμβαίνει κατά την υποβύθιση της Αφρικανικής κάτω απ' την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα. Ο μαγματισμός των βασικών και ενδιάμεσων πετρωμάτων θεωρείται πως είναι LILE- και LREE- εμπλουτισμένο υπό-ηπειρωτικό λιθοσφαιρικό μανδύα. Έτσι χαρακτηρίζεται ως ένα τμήμα του λιθοσφαιρικού μανδύα και ίσως η όξινη ομάδα προέρχεται από μερική τήξη πετρωμάτων του φλοιού και συγκεκριμένα γνευσίων (Papadopoulou 2004).

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας διεισδύει στην ενότητα Μάκρης της Περιοδοπικής ζώνης. Στα ανατολικά και βορειοανατολικά διεισδύει σε μια μεταμορφική ακολουθία αποτελούμενη από φυλλίτες, πρσινοσχιστόλιθους και γνεύσιους, με την οποία σχηματίζει έντονα φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης (κερατίτες) ενώ βόρεια και δυτικά διεισδύει σε μάρμαρα, σχηματίζοντας μια αρκετού εύρους ζώνη μεταμόρφωσης επαφής (Δορυφόρου 1990).



Σχήμα 4.2 Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Μαρώνειας (Παπαδοπούλου κα. 2005)

Ο πλουτωνίτης είναι Ολιγοκαινικής ηλικίας και υποστηρίζεται ότι είναι ο νεότερος εκ των Τριτογενών πλουτωνιτών της Θράκης (Del Moro 1988, Παπαδοπούλου 2003). Βάσει της χημικής ταξινόμησης, τα ορυκτολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων και της εμφάνισής τους στην ύπαιθρο, διακρίνονται τρεις πετρογραφικές ομάδες α) η βασική, β) η ενδιάμεση και γ) η όξινη (Παπαδοπούλου 2003).

α) Η βασική ομάδα συνίσταται από τεφρό, μεσόκοκκο γάββρο, περιέχει πλαγιόκλαστα, κλινοπυρόξενους, βιοτίτη και οξείδια Fe-Ti. Κατά θέσεις εμφανίζεται ορθόκλαστο, ενώ ολιβίνης και ορθοπυρόξενος είναι επουσιώδη ορυκτά.

β) Η ενδιάμεση αποτελείται από μονζογάββρο, χαλαζιακό μονζογάββρο, μονζονίτη, χαλαζιακό μονζονίτη, πορφυριτικό μικρομονζονίτη υπό μορφή φλεβών πάχους 60cm και μικροκοκκώδη εγκλείσματα, μονζογαββρικής σύστασης. Η διάκριση του μονζογάββρου- χαλαζιακού μονζογάββρου καθώς και του μονζονίτη- χαλαζιακού μονζονίτη γίνεται για να τονιστεί η διαφορά στις περιεκτικότητες των φεμικών συστατικών και του χαλαζία.

Τα πετρώματα περιέχουν πλαγιόκλαστα, καλιούχο άστριο, χαλαζία, πυρόξενους, βιοτίτη και αμφίβολο, καθώς και αδιαφανή ορυκτά (μαγνητίτη, ιλμενίτη, σιδηροπυρίτη), απατίτη, τιτανίτη, ζirkόνιο και ως επουσιώδη εμφανίζονται ο ασβεστίτης, χλωρίτης, ακτινόλιθος, επίδοτο, σερίκητης.

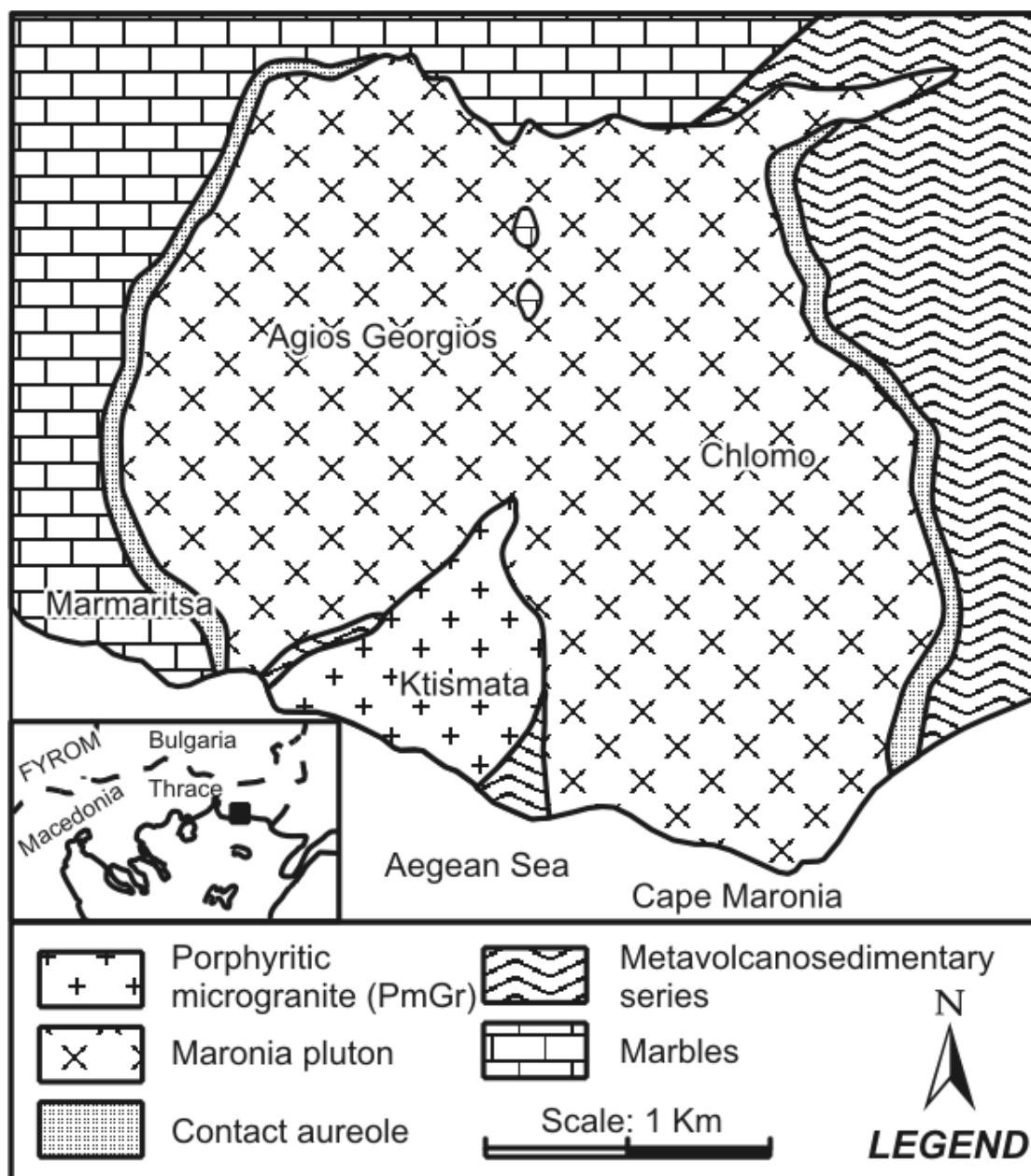
γ) Η όξινη ομάδα περιλαμβάνει γρανίτη, πορφυριτικό μικρογρανίτη και απλιτικές φλέβες. Ο γρανίτης περιέχει βιοτίτη και κατά θέσεις μοσχοβίτη. Ως κύρια ορυκτά έχει χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστα και ως δευτερογενή χλωρίτη, επίδοτο και ασβεστίτη. Επουσιωδώς εμφανίζονται ζirkόνιο, ρουτίλιο, τιτανίτης και απατίτης. Ο πορφυριτικός μικρογρανίτης διεισδύει στο νότιο τμήμα του πλουτωνίτη, έχοντας υποστεί υδροθερμική εξαλλοίωση και τεκτονισμό. Τα όριά του με τον πλουτωνίτη και τα μεταμορφωμένα πετρώματα είναι ξεκάθαρα. Συνδέεται με κοιτάσματα τύπου Cu-Mo (Μέλφος et al 2002).

Ο πορφυριτικός μικρογρανίτης συνίσταται από φαινοκρυστάλλους χαλαζία, καλιούχου αστρίου, πλαγιόκλαστου και βιοτίτη και από μία αστριοχαλαζιακή μικροκρυσταλλική μάζα.

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας δεν εμφανίζει φαινόμενα μεταμόρφωσης. Οι παρόμοιες ορυκτολογικές παραγενέσεις και συστάσεις υποδηλώνουν την ίδια διαδικασία διαφοροποίησης για τα πετρώματα της βασικής και ενδιάμεσης ομάδας και επομένως παρόμοιες συνθήκες κρυστάλλωσης. Τα περισσότερα ορυκτά συστατικά τους παρουσιάζουν χημική ομοιογένεια γεγονός που δείχνει ότι εξισσορόπησαν σε μαγματικές συνθήκες. Εξαίρεση παρουσιάζουν τα πλαγιόκλαστα που εμφανίζονται τόσο σε ζωνώδη όσο και σε μη ζωνώδη μορφή.

4.3 ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας διαχωρίζεται σε τρεις πετρογραφικούς τύπους διαφορετικής χημικής σύστασης (Σχ. 4.3) (Παπαδοπούλου κ.ά. 2001, 2004).



Σχήμα 4.3 Πετρολογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Μαρώνειας (Papadopoulou et al. 2004).

1. Ο πετρογραφικός τύπος, βασικής σύστασης που αποτελείται από το γάββρο της Μαρώνειας, με παραγένεση πλαγιοκλάστων, βιοτίτη, πυροξένων και σπάνια ολιβίνη ενώ βρίσκονται ως επουσιώδη οξείδια του Fe - Ti και

απατίτης και μαγνητίτης. Υπάρχει πιθανή παρουσία ουραλίτη και σερικήτη ως δευτερογενή ορυκτά. Αυτές οι εμφανίσεις είναι σχετικά σπάνιες.

2. Ο πετρογραφικός τύπος ενδιάμεσης σύστασης, αποτελείται κυρίως από μονζογάββρο, χαλαζιακό μονζογάββρο, μονζονίτη και χαλαζιακό μονζονίτη. Ο μονζογάββρος είναι το πέτρωμα που προκάλεσε τα θερμικά μεταμορφικά φαινόμενα Skarn στην επαφή με τους κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους της Ενότητας Μάκρης (Σχ. 4.3). Ο μονζογάββρος αποτελείται από πλαγιόκλαστα, ορθόκλαστο, πυρόξενους και αυγίτη, αμφιβόλους καθώς και μικρές ποσότητες χαλαζία. Ως επουσιώδη ορυκτά βρίσκονται οξειδία του Fe - Ti και απατίτης, μαγνητίτης ενώ σε ελάχιστες περιπτώσεις ζirkόνιο. Ο χαλαζιακός μονζογάββρος είναι πλούσιος σε χαλαζία ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις βρίσκονται ως επουσιώδη ορυκτά τιτανίτης, επίδοτο, καολίνης, ουραλίτης, χλωρίτης και σερικήτης.
3. Ο πετρογραφικός τύπος όξινης σύστασης αποτελείται από διεισδύσεις γρανίτη καθώς και από φλέβες απλίτη με πάχος από 5-25cm. Συχνά εμφανίζονται υπο μορφή φλεβών γρανιτικές διεισδύσεις με πάχος από 0,5cm έως μερικά μέτρα. Τα πετρώματα αποτελούνται κυρίως από χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστα και βιοτίτη. Χαρακτηριστική είναι η καολινίωση των ορθόκλαστων και η σερικιτίωση των πλαγιοκλάστων. Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται ζirkόνιο, ρουτίλιο, τιτανίτης, απατίτης. Επιπλέον δευτερογενή ορυκτά που εμφανίζονται στο οξύ σύμπλεγμα είναι ο χλωρίτης, το επίδοτο και ο ασβεστίτης. Ανά θέσεις υπάρχει εμφάνιση μοσχοβίτη. (Σβώλης 2013)
4. Ένα μαγματικό πέτρωμα και συγκεκριμένα ένας πορφυριτικός μικρογρανίτης όξινης σύστασης με παραγένεση από χαλαζία, K-άστριο, πλαγιόκλαστο και βιοτίτη και επουσιώδη ορυκτά ζirkόνιο, ρουτίλιο και απατίτη, διεισδύει στους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη (Μέλφος 1995). Το υποηφαιστειακό αυτό πέτρωμα είναι έντονα τεκτονισμένο και συνδέεται με έντονες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις και μεταλλοφορία πορφυριτικού Cu-Mo (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002).

4.4 Φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής στην περιοχή της Μαρώνειας

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας διεισδύει μέσα στα ανθρακικά πετρώματα του συμπλέγματος της ενότητας Μάκρης. Οι κυριότεροι τύποι του μεταμορφικού πετρογραφικού συστήματος της Μαρώνειας είναι μάρμαρα, μεταγραφουβάκες, μετακροκαλοπαγή, ασβεστιτικοί φυλλίτες, πρασινοσχιστόλιθοι και γνεύσιοι (Δορυφόρου 1990, Δορυφόρου και Μπόσκο 1993)

Στα ανατολικά της περιοχής παρατηρείτε η ανάπτυξη φαινομένων θερμικής μεταμόρφωσης λόγω επαφής SKARN και σχηματισμός ασβεστιτικών κερατίτων. Η επαφή του πλουτωνίτη με την κατώτερη μεταφαιστειοϊζηματογενή σειρά της ενότητας Μάκρης είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας ζώνης κερατίτων έκτασης 500-1000m. Σύμφωνα με την Δορυφόρου (1990) οι κερατίτες στην περιοχή της Μαρώνειας διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες:

1. Κερατίτες με προέλευση από ασβεστιτικούς φυλλίτες πράσινου-μαυροπράσινου χρώματος με παραγενέσεις: α) διοψίδιος, πλαγιόκλαστο και τιτανίτης, β) διοψίδιος, πλαγιόκλαστο, καλιούχος άστριος, βιοτίτης, μαγνητίτης, γροσσουλάριος, ασβεστίτης, γ) διοψίδιος, πλαγιόκλαστο, βρονζίτης, καλιούχος άστριος, κεροστίλβη, τάλκης, ασβεστίτης, φλογοπίτης, χαλαζίας, μαγνητίτης και βιοτίτης.
2. Κερατίτες με προέλευση από γνεύσιους, λευκού χρώματος. Αποτελούνται από καλιούχο άστριο, χαλαζία, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και ελάχιστες ποσότητες επίδοτου.
3. Κερατίτες με προέλευση από πρασινοσχιστόλιθους, μαύρου χρώματος και αποτελούνται από τις εξής παραγενέσεις: α) τάλκη, χλωρίτη, επίδοτο β) μοσχοβίτη, φλογοπίτη, καλιούχο άστριο, τάλκη, χλωρίτη, επίδοτο.

Στο δυτικό τμήμα εντοπίστηκαν παραγενέσεις που βοήθησαν να διεξαχθεί το συμπέρασμα ότι έλαβαν μέρος μεταμορφικά φαινόμενα εκλεκτικής μετασωμάτωσης και σχηματίστηκαν SKARN υψηλής θερμοκρασίας. Άξια παρατήρησης είναι τα μάρμαρα που υπέστησαν λόγω θερμικής μεταμόρφωσης και ανακρυστάλλωση, σε σχετικά μεγάλη απόσταση από τον πλουτωνίτη ~300m (Σβώλης 2013).

Στην περιοχή της Μαρώνειας εντοπίστηκαν τρεις ζώνες SKARN διαφορετικής χημικής σύστασης:

- 1) Το μελιλιθικό Skarn, που σχηματίστηκε σε θερμοκρασίες άνω των 900°C και οφείλει τη γένεση του στα μάρμαρα της περιοχής.
- 2) Το Skarn διοψιδίου-βολλαστονίτη-βεζουβιανού-γροσσουλάριου, που σχηματίστηκε σε θερμοκρασίες μεταξύ 700-800°C και προέκυψε από φυλλίτες.
- 3) Το Skarn αυγίτη-γροσσουλάριου.

Αναλυτικότερα το SKARN της Μαρώνειας χωρίζεται σε δύο μεγάλες ζώνες: το ενδοσκάρν και το εξωσκάρν. Παρόλα αυτά νεότερες παρατηρήσεις οδήγησαν στο στην παρατήρηση της ύπαρξης τεσσάρων υποζώνων που παρεμβάλλονται μεταξύ των μονζογάββρου και ανθρακικών πετρωμάτων (Mposkos and Doryphoros 1993).

Στο ενδοσκάρν παρατηρείται η υποζώνη Α, που περιέχει τα πρωτογενή ορυκτά του πλουτωνίτη όπως καθώς και τιτανίτη, τιτανιούχο ανδραδίτη, βολλαστονίτη, απατίτη και σε μικρότερες ποσότητες μαγνητίτη και θειούχα ορυκτά. Προχωρώντας προς τα εξωτερικά του ενδοσκάρν συναντούμε την υποζώνη Β, η οποία περιλαμβάνει τιτανίτη, τιτανιούχο ανδραδίτη, περοβσκίτη, κλινοπυρόξενο και βολλαστονίτη. Η υποζώνη C ανήκει στο εξωσκάρν περιλαμβάνοντας κρυστάλλους γροσσουλάριου με φλογοπίτη και σοδάλιθο και απόθεση βεζουβιανού (Βουδούρης κ.ά. 1998). Η πλούσια σε Ti παραγένεση που περιγράφηκε παραπάνω στο ενδοσκάρν συναντάται και στην υποζώνη C. Οι παραπάνω υποζώνες αναφέρονται πως περιλαμβάνουν και την πρώτη γενεά γρανατών που αποτελείται από Ti-ούχους και Ti-Cr-Zr-ούχους ανδραδίτες (Voudouris and Katerinopoulos 2004). Περιφερειακά της υποζώνης C εμφανίζονται τα μελιλιθικά σώματα τα οποία και αποτελούν την υποζώνη D με την παρουσία ενδιάμεσης παραγένεσης βεζουβιανίτη και ασβεστίτη σε $P=0,5-2,5\text{Kbar}$ και θερμοκρασία 600-700°C. Η εκλεκτική μετασώματωση στα μελιλιθικά σώματα πραγματοποιήθηκε υπό συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και χαμηλών πιέσεων κάτι το οποίο δηλώνει η παραγένεση μελίλιθου-μοντισελλίτη. Τέλος, μελιλιθικοί σχηματισμοί υπό μορφή φακών έχουν εντοπιστεί τόσο στο δυτικό όσο και στο κεντρικό κομμάτι του πλουτωνίτη (Δορυφόρου 1990, Mposkos and Doryphoros 1993, Παπαδοπούλου 2002).

5 Μέθοδοι έρευνας

Η εκπόνηση της διπλωματικής εργασίας έλαβε χώρα στο Εργαστήριο Ορυκτολογίας και Πετρολογίας, του Τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης στο πλαίσιο του Προγράμματος Σπουδών. Μελετήθηκε η ευρύτερη περιοχή της Μαρώνειας με τη βοήθεια γεωλογικών χαρτών, χρήση της υπάρχουσας βιβλιογραφίας και τη συλλογή δειγμάτων του skarn με μαρμαρυγίες.

Επιπλέον, στο εργαστήριο έγινε εκτενής μελέτη, ορυκτολογική και μικροσκοπική της παραγένεσης του skarn. Όσον αφορά τη μικροσκοπική έρευνα, παρασκευάστηκαν τρεις λεπτές στιλπνές τομές, οι οποίες μελετήθηκαν στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας σε πολωτικό μικροσκόπιο τύπου ZEISS και στη συνέχεια για μικροανάλυσεις στη Σχολή Θετικών Επιστημών, σε σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM=scanning electron microscope) τύπου JEOL JSM 840-A, το οποίο βρίσκεται σε σύνδεση με ένα φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (EDS=energy dispersive spectroscopy) τύπου OXFORD INCA 300, με τάση επιτάχυνσης 20kV και χρόνο ανάλυσης 80sec.

5.1 Ύπαιθρος

Η εργασία στην ύπαιθρο είναι βασικό τμήμα της διπλωματικής και αποτελεί αναγκαίο συμπλήρωμα της βιβλιογραφικής έρευνας, αφού λόγω της συλλογής των δειγμάτων και της μελέτης τους εξάγονται τα συμπεράσματα-αποτελέσματα. Συλλέχθηκαν δείγματα από το skarn που περιείχαν μαρμαρυγίες (Εικόνα 5,1)



Εικόνα 5,1: Δείγμα μαρμαρυγιών από το skarn της Μαρώνειας. Στο λευκόσωμα διακρίνονται τα μικρά φυλλάκια που είναι μαρμαρυγίες, το οποίο βρίσκεται σε επαφή με γροσσουλάριο(γρανάτης που έχει ανοικτό πράσινο χρώμα).

Μακροσκοπικά, οι μαρμαρυγίες και συγκεκριμένα ο κλιντονίτης έχει πράσινο ως ελαφρά πράσινο χρώμα, έχει φυλλώδη μορφή και το μέγεθος των φυλλαρίων ποικίλει (Εικόνες 5,2, 5,3).



Εικόνα 5,2: Τα ελαφρώς πρασινωπά φυλλάκια είναι ο κλιντονίτης

5.2 Λεπτές στιλπνές τομές

Τα στάδια παρασκευής λεπτών στιλπνών τομών είναι τα παρακάτω:

1 Κοπή και κόλληση

Τα δείγματα τα οποία συλλέχθηκαν από το skarn με τους μαρμαρυγίες, κόπηκαν ώστε να παρασκευαστούν οι στιλπνές τομές. Μέσα σε ειδικές κυλινδρικές πλαστικές θήκες, εισχωρήθηκε ποσότητα κολλητικής ουσίας, μέσα στην οποία βυθίστηκε το δείγμα με την επιφάνεια που θα παρατηρηθεί προς τα κάτω. Εφόσον στερεοποιήθηκε, το παρασκεύασμα βγήκε από τη θήκη και ακολουθήθηκαν οι διαδικασίες λείανσης και στίλβωσης. Επειδή, οι στιλπνές τομές κατασκευάστηκαν με σκοπό τη χημική ανάλυση των μαρμαρυγιών, το συγκολλητικό υλικό δεν έπρεπε να έχει καθόλου τάση ατμών, καθώς τα συστήματα μικροανάλυσης λειτουργούν σε συνθήκες υψηλού κενού. Για αυτόν το λόγο χρησιμοποιήθηκε ειδική εποξειδική ρητίνη (EPOFIX) που θεωρητικά δεν παρουσιάζει καθόλου τάση ατμών όταν στερεοποιηθεί. Η χρήση της ρητίνης έγινε για λόγους προστασίας σε συνθήκες καλού εξαερισμού. Για να απομακρυνθούν οι φυσαλίδες αέρα από τη ρητίνη, προτού εισαχθεί στην ειδική πλαστική θήκη, τοποθετήθηκε σε κενό αέρος για πέντε λεπτά.

2 Λείανση

Τα δείγματα λειάνθηκαν με τη χρήση σκόνης ανθρακοπυριτίου, μεγάλης σκληρότητας και κανονικής κοκκομετρίας, η οποία έχει ως μονάδα μέτρησης το Mesh (αρ. Κόκκων / mm^2). Αρχικά, τα δείγματα λειάνθηκαν στον οριζόντιο τροχό λείανσης με διαδοχική χρήση νερού και λειαντικής σκονής (No 180,220). Έπειτα η τελευταία φάση λείανσης έγινε χωρίς τροχό, όπου το δείγμα με τη χρήση σκονών (No 400, 600, 800, 1000) λειάνθηκε απλά με το χέρι πάνω σε γυάλινες πλάκες.

3 Στίλβωση

Ιδανικά η στίλβωση τελειώνει όταν στην επιφάνεια της στίλβωσης δεν υπάρχει κάποια ανωμαλία ή ατέλεια. Πρακτικά όμως, η στίλβωση λήγει όταν ικανοποιηθούν οι ανάγκες της κάθε μεθόδου, όπου αυτό συνεπάγεται να βρίσκεται μέσα στα όρια λειτουργίας του κάθε οργάνου. Στη μικροανάλυση, για παράδειγμα, δε χρειάζεται τέλεια στίλβωση, σε αντίθεση με το μεταλλογραφικό μικροσκόπιο όπου εκεί είναι απαραίτητη. Όταν τα δείγματα πρέπει να αναλυθούν χημικά, τότε είναι αναγκαίο να αποφεύγεται οποιαδήποτε μέθοδος λείανσης ή στίλβωσης που έχει υλικά τα οποία περιέχουν στοιχεία ίδια με αυτά που πρόκειται να προσδιοριστούν.

Για τις συγκεκριμένες στιλπνές τομές η μέθοδος στίλβωσης που χρησιμοποιήθηκε ήταν η μέθοδος DS-STRUERS, η οποία στηρίζεται στη χρήση ειδικών υφασμάτων και μιας σειράς από αδαμαντόσκονες σε μορφή αλοιφής. Η μέθοδος στίλβωσης DP-STRUERS συνδιάζει τη χρήση διαμαντόπαστας και υφασμάτων που κατασκευάζονται ειδικά και έχουν χαρακτηριστικά ονόματα με τη μορφή κώδικα, για κάθε εταιρεία, όπως DUR, MOL, NAP κλπ. Εφαρμόζεται διαμαντόσκονη 5 m με χρήση υφάσματος DUR, διαμαντόσκονη 3m με ύφασμα MOL και διαμαντόσκονη 1m με ύφασμα NAP, αντίστοιχα. Όλες οι παραπάνω εργασίες γίνονται στους ειδικούς τροχούς DP, όπου το ειδικό DP-LUBRICANT, το οποίο είναι συνδιασμός αλκοόλης και λιπαντικού, χρησιμοποιείται ως λιπαντικό κατά τη διάρκεια της στίλβωσης. Για να γίνει σωστή στίλβωση, απαιτείται απόλυτη καθαριότητα, για αυτό μεταξύ των διαφόρων σταδίων παρεμβάλλεται πάντα καθαρισμός του δείγματος μέσα σε αλκοόλη και τοποθετείται σε ειδικό λουτρό υπερήχων.

5.3 Σαρωτικό Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο (SEM)

Οι αναλύσεις των δειγμάτων έγιναν στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. με ηλεκτρονικό σαρωτικό μικροσκόπιο (Scanning Electron Microscope, S.E.M.) τύπου JEOL JSM-840A συνδεδεμένο με φασματομέτρο ενεργειακής διασποράς (Energy Dispersive Spectrometer, E.D.S.) τύπου OXFORD INCA 300. Ως πρότυπο χρησιμοποιήθηκε δείγμα καθαρού Co. Οι συνθήκες ανάλυσης ήταν οι παρακάτω:

- Τάση λειτουργίας: 20 kV
- Ρεύμα δέσμης: 0.4 mA
- Χρόνος ανάλυσης: 80 sec
- Διάμετρος δέσμης ηλεκτρονίων: $\sim 1 \mu\text{m}$

Τα δείγματα για να αναλυθούν πρέπει να έχουν τέλεια αγωγιμότητα και για αυτό επικαλύπτονται με άνθρακα. Η επικάλυψη γίνεται με εξάχνωση σε συνθήκες κενού ενός αγωγίμου υλικού, δηλαδή του άνθρακα, από μία διάταξη βολταϊκού τόξου. Το πάχος της επικάλυψης με άνθρακα δεν πρέπει να ξεπερνά τα 200 Å, ώστε να επιτευχθεί η ιδανική αγωγιμότητα, χωρίς όμως να επηρεαστεί η ευαισθησία του οργάνου. Η επανθράκωση έγινε με JEOL-4X εξαχνωτή κενού.

Για να μελετηθεί η ζώνωση των κρυστάλλων των ορυκτών έγιναν αναλύσεις κατά μήκος μιας γραμμής από την περιφέρεια προς το κέντρο του κρυστάλλου ή αντίστροφα. Κατά την παρατήρηση όμως των κρυστάλλων με τα οπισθοσκεδαζόμενα ηλεκτρόνια αναγνωρίστηκαν περιοχές με διαφορετική απόχρωση του γκρίζου χρώματος. Αυτή η χρωματική διαφορά οφείλεται στη διαφορετική σύσταση των περιοχών αυτών. Γι' αυτό το λόγο έγιναν και χημικές αναλύσεις στις περιοχές αυτές που φαίνονται να έχουν τυχαία θέση στον κρύσταλλο. Οι χημικές αναλύσεις δίνουν την ακριβή σύσταση του ορυκτού, ώστε να διεξαχθούν συμπεράσματα για το πέτρωμα

6 Μελέτη των μαρμαρυγιών και των συνοδών ορυκτών τους

6.1 Μακροσκοπικές παρατηρήσεις

Κλιντονίτης



δείγμα από Crestmore Quarry, Riverside County, California

Ο κλιντονίτης(clintonite) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}(\text{OH})_2(\text{AlSiO}_{10})$, είναι μια ποικιλία του μαργαρίτη (margarite) $\text{CaAl}_2(\text{OH})_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})$.

Ο μαργαρίτης κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα, έχει όμοια κρυσταλλική δομή με το μοσχοβίτη και παρουσιάζει πολυτυπία 2M, η οποία θεωρείται η καλύτερη ταξινομημένη δομή στο μονοκλινές, σταθερή σε θερμοκρασίες 200-300°C και πίεση 1kb. Εμφανίζει τέλειο σχισμό κατά 001.

Ο κλιντονίτης $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ ανήκει στα φυλλοπηριτικά ορυκτά, στους μαρμαρυγίτες και κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα.

Συναντάται ως ημιδιαφανή, πλακώδη φυλλάκια και διαθέτει χρώμα καστανό, καστανόχρυσο, κιτρινοπράσινο και πράσινο, τέλειο σχισμό κατά 001, έχει σκληρότητα με μεγάλη διακύμανση από 3^{1/2}-6 Mohs (3^{1/2} είναι παράλληλα κατά 001, 6 κάθετα στο 001), γραμμή σκόνης λευκή ως ελαφρώς καστανή και πυκνότητα ~ 3,1 g/cm³.

Ανακαλύφθηκε το 1828 και ονομαστηκε το 1843 από τους William Williams Mather, John Finch, and William Horton προς τιμή του DeWitt Clinton (1769-1828), ενός πολυτάλαντου πολιτικού και νατουραλιστή. Συνήθως συναντάται σε μάρμαρα υψηλής θερμοκρασίας, καθώς σχετίζεται με σπινέλιο, σιδηροπηριτή, φλογοπίτη, γραφίτη, ασβεστίτη. Επιπλέον, υπάρχουν εμφανίσεις κλιντονίτη σε χλωριτιούχους σχιστόλιθους και μεταδιορίτες.

Φλογοπίτης

Ο φλογοπίτης $\text{KMg}_3(\text{OH})_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$ ανήκει και αυτός στα φυλλοπυριτικά ορυκτά, στους μαρμαρυγίες και κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα. Διαθέτει χρώμα κιτρινωπό, καστανό, σκούρο καστανό και μαύρο, τέλειο σχισμό κατά 001, έχει σκληρότητα από $2\frac{1}{2}$ -3 Mohs και πυκνότητα $2,86 \text{ gr/cm}^3$. Η κρυσταλλική του δομή είναι όμοια με αυτή του μοσχοβίτη, εκτός από τη διάταξη του οκταεδρικού πλέγματος.

Συνήθως συναντάται σε πλούσια σε μαγνήσιο πετρώματα που μεταμορφώθηκαν όπως οι ασβεστόλιθοι, οι δολομίτες και τα υπερβασικά. Είναι χαρακτηριστικό ορυκτό των κιμπεριτών.

Πυρόξενοι

Στα βασικά πετρώματα, οι πυρόξενοι αποτελούν ένα από τα κύρια φεμικά συστατικά. Οι πυρόξενοι είναι ινοπυριτικά ορυκτά απλής αλυσίδας και χωρίζονται σε ορθοπυρόξενους και κλινοπυρόξενους. Οι ορθοπυρόξενοι είναι ομογενείς, μεμονωμένοι κρύσταλλοι, ελαφρώς πλεοχρωϊκοί από άχρωμοι ως ρόδινοι και υπάρχουν στην περιφερειά τους μετατροπή σε ουραλίτη. Στο μικροσκόπιο φαίνεται ότι είναι το πρώτο από τα κύρια ορυκτά που κρυσταλλώνεται. Συναντάται πολλές φορές σαν εγκλείσμα στο βιοτίτη και σε κλινοπυρόξενο, ενώ ο ίδιος μπορεί να περιέχει εγκλείσματα απτίτη και μαγνητίτη. Ο ορθοπυρόξενος εξαφανίζεται σταδιακά όταν μεταβαίνει το πέτρωμα από μονζογάββρο σε μονζονίτη καθώς αναπτύσσονται σε μεγαλύτερο βαθμό οι αμφίβολοι και οι καλιούχοι άστριοι. Οι κλινοπυρόξενοι είναι μεμονωμένοι αναλλοίωτοι κρύσταλλοι, άχρωμοι και εκτός από ορθοπυρόξενους συνήθως εγκλείουν απατίτη, βιοτίτη και μαγνητίτη.

Η ταξινόμηση και ονοματολογία τους γίνεται με βάση την κρυσταλλοχημεία τους (Morimoto 1989). Η δομική τους μονάδα προσδιορίζεται βάσει των τριών κατιόντων ή των έξι οξυγόνων και αντιπροσωπεύει το ένα τέταρτο της κυψελίδας αντιστοίχως για τους ρομβικούς πυροξένους.

Αμφίβολοι

Οι αμφίβολοι είναι ινοπυριτικά ορυκτά, διπλής αλυσίδας και αντιπροσωπεύουν την πιο σύνθετη ομάδα ορυκτών στη φύση (Deer et al. 1962). Ως αμφίβολος που είναι η κροστίλβη υπάρχει, σε μικρή ποσότητα σε σχέση με τους πυρόξενους και το βιοτίτη, στο μονζονίτη και μονζογάββρο. Εκεί σχηματίζεται με δευτερογενή τρόπο η αμφίβολος από μετατροπή των πυροξένων. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω με τη βοήθεια του μικροσκοπίου φαίνεται ότι καθώς αναπτύσσεται η κροστίλβη αυξάνεται

παράλληλα η ανάπτυξη των καλιούχων αστρίων και μειώνεται η ποσότητα των ορθοπυρόξενων. Η κεροστίλβη υπάρχει ως κύριο φεμικό συστατικό και στα εγκλείσματα μονζογάββρων.

Η ταξινόμηση και ονοματολογία τους στηρίζεται στη χημική τους σύσταση και στην κρυσταλλική τους δομή.

Βιοτίτης

Ο βιοτίτης είναι το φυλλοπυριτικό ορυκτό που μετέχει ως κύριο συστατικό σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Δημιουργεί πρισματικούς κρυστάλλους και εμφανίζει πλεοχροϊσμό με χρώμα από σκούρο καστανό ως καστανοκόκκινα. Όσον αφορά το χρώμα του βιοτίτη έχουν γίνει διάφορες μελέτες για να συσχετιστεί αυτό με τη σύστασή του. Ο Hall (1941) συσχετίζοντας το χρώμα με τις συγκεντρώσεις $\text{FeO}_{\text{ολικό}}$, MgO , TiO_2 , συμπέρανε ότι το πράσινο και κόκκινο χρώμα του βιοτίτη προκύπτει από τις υψηλές συγκεντρώσεις Fe και Ti αντίστοιχα. Συνήθως εσωκλείει κρυστάλλους από απατίτη, ορθοπυρόξено, κλινοπυρόξено, αμφίβολο και διαφόρων αδιαφανών ορυκτών. Ακόμη μπορεί και ο ίδιος να βρίσκεται ως εγκλείσμα σε πυρόξενους και τότε προσδιορίζεται ως υπολειμματικός, παρόλο που πρόκειται για τον ίδιο βιοτίτη με του υπόλοιπου πετρώματος, γιατί διαθέτει τα ίδια οπτικά χαρακτηριστικά. Ο Gorbatschev (1972) το κόκκινο χρώμα των βιοτιών σε μεταμορφωμένα πετρώματα το καταλογίζει στο Ti^{3+} . Γενικά ο κόκκινος βιοτίτης περιλαμβάνει Ti και χαμηλές τιμές $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ και συναντάται σε υπεραργιλικά πετρώματα αναγωγικών συνθηκών, ενώ ο πράσινος-καστανοπράσινος βιοτίτης, που είναι πλούσιος σε Mg έχει υψηλή αναλογία $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ (Lalonde and Bernard 1993), βρίσκεται σε μεταργιλικά γρανιτικά πετρώματα που σχηματίστηκαν κάτω από οξειδωτικές συνθήκες.

Ο Sapountzis (1976) ανακάλυψε καστανό βιοτίτη σε βιοτιτικούς-μοσχοβιτικούς γρανίτες και γρανοδιορίτες από τη Σιθωνία αντίθετα με τους ελαιοπράσινους βιοτίτες στους κεροστιλβικούς γρανοδιορίτες. Η διαφορά του χρώματος οφείλεται στο γεγονός ότι οι καστανοί βιοτίτες έχουν μεγαλύτερη συγκέντρωση TiO_2 και Fe^{3+} από τους ελαιοπράσινους βιοτίτες.

Ο βιοτίτης της Μαρώνειας διαθέτει υψηλή περιεκτικότητα Mg και Ti για αυτό και έχει καστανοκόκκινο χρώμα. Τα πετρώματα της Μαρώνειας, αντίθετα με την έρευνα των Lalonde and Bernard (1993), δεν είναι υπεραργιλικά και έχουν δημιουργηθεί κάτω από οξειδωτικές συνθήκες.

Η σύσταση του βιοτίτη είναι σχεδόν αμετάβλητη σε όλα τα πετρώματα, όπου στους γάββρους και σε ένα μονζογάββρο είναι πιο μαγνησιούχος και χωρίς ζώνωση, ενώ στα υπόλοιπα είναι αννίτης. Η αναλογία $Mg/Mg+Fe_{ολικό}$ μεταβάλλεται από 0,55-0,76. Η ποσότητα του TiO_2 έχει μέσο όρο 4,9κ.β.%, με μέγιστη τιμή το 6,5 κ.β.%.

Άστριοι

Οι άστριοι χωρίζονται σε πλαγιόκλαστα και καλιούχους αστρίους. Τα πλαγιόκλαστα δημιουργούν ιδιόμορφους κρυστάλλους με πολυδυμίες τύπου Albite, Albite-Carlsbad, Pericline. Σχηματίζουν αντιπερθίτες σε όλα τα πετρώματα που συναντώνται, εκτός των γάββρων. Τα πλαγιόκλαστα απαρτίζουν μια σειρά ισόμορφων παραμείξεων από ένα καθαρά νατριούχο μέλος, τον αλβίτη (Ab), μέχρι ένα καθαρά ασβεστιούχο μέλος, τον ανορθίτη (An). Επιπλέον στη σύσταση των πλαγιοκλάστων συμμετέχει σε κάποιο ποσοστό το κάλιο με τη μορφή του ορθοκλάστου (Or), που μεταβάλλεται από 5mol% στο ακραίο ασβεστιούχο μέλος, τον ανορθίτη καθώς και στο λαβραδόριο, ως ότου αυξηθεί βαθμιαία στα νατριούχα μέλη της σειράς. Ακόμη, στη σύσταση των πλαγιοκλάστων σε μικρές ποσότητες, μετέχουν ιόντα $Ti, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Mn, Ba, Sr$. Το Al στη δομή των πλαγιοκλάστων αντικαθίσταται από Fe^{3+} (Deer et al. 1992).

Από μικροανάλυσεις και τη χρήση μικροσκοπίου εξακριβώθηκε ότι στον πλουτωνίτη της Μαρώνειας τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν ζώνωση ή υπάρχουν και κάποια με μη ζωνώδη δομή, των οποίων η σύσταση κυμαίνεται από An_{45} μέχρι An_{59} . Τα πλαγιόκλαστα με ζώνωση υπάρχουν σε όλα τα πετρώματα και χαρακτηρίζεται ως κανονική ως και ρυθμική. Η ζώνωση διαμερίζει τα ποσοστά An από An_{46} - An_{80} στον πυρήνα και φτάνει ως An_{29} στην περιφέρεια. Σε μερικές θέσεις τα πλαγιόκλαστα εκτοπίζονται από τους καλιούχους αστρίους. Σε μονζονίτες και μονζογάββρους τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται ως νεφελώδη, καθώς και στα γαββρικά πετρώματα του πλουτωνίτη της Ξάνθης (Χριστοφίδης 1977). Όπως προκύπτει από αναλύσεις με ακτίνες X και παρατήρηση της μαγνητικής συμπεριφοράς, η νεφελώδης εμφάνιση των πλαγιοκλάστων οφείλεται σε μικροσκοπικά εγκλείσματα μαγνητίτη (Christofides 1982). Σε όξινα πετρώματα όπως γρανίτες η σύσταση του πλαγιόκλαστου είναι $An_{35}Ab_{63}Or_2$ και στον πορφυριτικό μικρογρανίτη είναι $An_{24}Ab_{72}Or_4$.

Οι καλιούχοι άστριοι ως αλλοτριόμορφοι, παρεμβάλλονται μεταξύ άλλων ορυκτών δείχνοντας ότι ήταν από τα τελευταία κρυσταλλούμενα ορυκτά. Οι αλκαλιούχοι άστριοι είναι ισόμορφη παράμειξη ενός καλιούχου μέλους, του ορθόκλαστου (Or) και ενός νατριούχου μέλους, του αλβίτη (Ab).

Συνήθως περιέχονται μικρές ποσότητες ασβεστίου υπό τη μορφή ανορθίτη (An)· σε συστάσεις μεταξύ $Or_{100}Ab_0$ και $Or_{60}An_{40}$ είναι μέχρι 5 mol% και όσο προσεγγίζουμε το νατριούχο μέλος ο ανορθίτης βρίσκεται σε μεγαλύτερη ποσότητα. Επιπλέον μπορεί να συμμετέχουν ιόντα Ba στον κελσιανό (Cn), Ti, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Sr και πιο σπάνια Mn. Το K αντικαθίστανται από το Ba, το Al αντικαθίστανται από Ti και Fe^{3+} , ενώ το Ca από Mg, Fe^{2+} , Sr και Mn. Το γεγονός ότι υπάρχει σημαντικό ποσό Fe^{2+} μάλλον οφείλεται σε μικροεγκλείσματα των κρυστάλλων και δεν συνιστά συστατικό της δομής τους.

Στον πλουτωνίτη της Μαρόνειας υπάρχουν δυο μορφές του καλιούχου αστρίου. Το ορθόκλαστο, η μια από τις δύο μορφές, συναντάται σε όλα τα κύρια πετρώματα, έχοντας σύσταση που κυμαίνεται από Or_{65} μέχρι Or_{85} και περιλαμβάνει BaO σε ποσοστό κάτω από 1% κ.β. Σε τυχαίες θέσεις παρουσιάζεται η δεύτερη μορφή, ένας αλλοτριόμορφος μεσοπερθιτικός κρύσταλλος, που συναντάται είτε ως ο κύριος καλιούχος άστριος είτε ως έγκλεισμα στο ορθόκλαστο. Βασικό χαρακτηριστικό του είναι η ύπαρξη σκληρόμορφων διαμεικτικών σωμάτων, τα οποία έχουν σύσταση από Ab_{88} μέχρι Ab_{40} . Αυτοί οι αλλοτριόμορφοι μεσοπερθιτικοί κρύσταλλοι έχουν μέση σύσταση $An_1Ab_{18}Or_{82}$ και περιέχουν BaO πάνω από 1% κ.β. Στα όξινα πετρώματα η μέση σύσταση των καλιούχων αστρίων είναι $Or_{85}Ab_{14}An_1$ στους γρανίτες και $Or_{88}Ab_{11}An_1$ στους πορφυριτικούς μικρογρανίτες.

Ολιβίνης

Ο ολιβίνης ανήκει στα νησοφυριτικά ορυκτά και συνίσταται από μεμονωμένα τετράεδρα πυριτίου-οξυγόνου τα οποία συνδέονται με δισθενή ιόντα σε εξαπλή σύνταξη. Η συστασή του μεταβάλλεται από φορστερίτη (Fo, Mg_2SiO_4), σε φαυαλίτη (Fa, Fe_2SiO_4) και τεφροϊτή (Tr, Mn_2SiO_4). Παρατηρείται αντικατάσταση του Mg ή Fe από Mn και Ca στα σιδηρούχα μέλη της σειράς, ενώ στα μαγνησιούχα μέλη ενδέχεται να υπάρχει Ni, Cr και Fe^{3+} .

Μόνο σε ένα δείγμα βρέθηκαν κρύσταλλοι ολιβίνης, οι οποίοι είναι αλλοιωμένοι περιφερειακά και μετατρέπονται σε χλωροφαΐτη (αποτελείται από χλωρίτη, σμεκτίτη, γκαιτίτη και ασβεστίτη. Οι κρύσταλλοι αυτοί έχουν σύσταση $Fo_{58}Fa_{41}Tr_1$, η οποία ομοιάζει με αυτή των ολιβινών στους γάββρους του πλουτωνίτη της Ξάνθης και είναι φτωχοί σε μαγνήσιο (Χριστοφίδης 1977). Ακόμη, ένα γνώρισμα του συγκεκριμένου ολιβίνης είναι η έλλειψη Cr και Ni.

Αδιαφανή ορυκτά

Ο μαγνητίτης συναντάται στα περισσότερα πετρώματα, ενώ μερικές φορές υπάρχει και με διάμεικτα πλακίδια ιλμενίτης. Εμφανίζεται ως μεμονωμένοι κρύσταλλοι, οι οποίοι μπορεί να εγκλειστούν σε πυρόξενους και βιοτίτη, ακόμη και στο εσωτερικό κορωνών. Οι μεμονωμένοι κρύσταλλοι μαγνητίτη περιέχουν TiO_2 ως 5% κ.β., Al_2O_3 ως 1% κ.β., Cr_2O_3 ως 0,7% κ.β. και MnO ως 0,1% κ.β. εξαιρώντας ένα δείγμα με περιεκτικότητα 0,37% κ.β. Επιπλέον, παρουσιάζεται με μορφή συμπλεκτίτη σε παραγέννηση με ορθοπυρόξeno.

Ο μαγνητίτης ανήκει στην ομάδα των σπινελίων με γενικό χημικό τύπο $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$. Η κυψελίδα απαρτίζεται από 32 οξυγόνα και 24 κατιόντα, εκ των οποίων τα 8 υπάρχουν στην τετραεδρική διάταξη και τα 16 στην οκταεδρική. Όσον αφορά το γενικό τύπο, αυτός μπορεί να μεταβληθεί, καθώς ο Fe^{3+} μπορεί να αντικατασταθεί από μικρές ποσότητες Al και ο Fe^{2+} από ίσες ποσότητες Ca και Mn . Επιπλέον, μεταξύ του Fe^{2+} και του Mg υφίσταται μια συνεχής αντικατάσταση ώστε να σχηματιστεί ο μαγνησιοφερρίτης ($\text{MgFe}_2^{3+}\text{O}_4$). Ακόμη, μπορεί να πραγματοποιηθούν μερικές αντικαταστάσεις, όπως του Fe^{3+} από Cr και V , του Fe^{2+} από Ni , Co και Zn .

Στο πλέγμα του μαγνητίτη μπορεί να εισχωρήσει σημαντική ποσότητα Ti , σχηματίζοντας σε υψηλή θερμοκρασία μια συνεχή σειρά στερεού διαλύματος μεταξύ του μαγνητίτη και του ουλβοσπινελίου (Fe_2TiO_4), ενώ κάτω από τους 600°C πραγματοποιείται διάμειξη των δυο φάσεων. Εφόσον έχει εξακριβωθεί η παρουσία φάσης ουλβοσπινελίου μέσω μεθόδων όπως οι ακτίνες X, τότε χρησιμοποιείται ο όρος τιτανομαγνητίτης.

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, ο ιλμενίτης υπάρχει ως μεμονωμένος κρύσταλλος και με τη μορφή πλακιδίων στο μαγνητίτη, χωρίς η σύστασή του να έχει ουσιαστικές διαφορές από αυτή του μαγνητίτη. Όταν συνυπάρχουν ιλμενίτης και μαγνητίτης, τότε το Mn καταλαμβάνει χώρο στο πλέγμα του ιλμενίτη. Μεγάλη αυξομείωση παρατηρείται στο MnO (0,9-4,5% κ.β.). περιλαμβάνει 3-12% κ.β. Fe_2O_3 και 0,07-1,45% κ.β. MgO .

Ο ιλμενίτης διαθέτει εξαγωνική δομή, έχοντας το Fe και Ti στις ίδιες θέσεις και με γενικό τύπο $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{TiO}_3$. Είναι ισόμορφη παράμειξη μεταξύ των ακραίων μελών του ιλμενίτη (ilm, FeTiO_3) του γκεικελίτη (gei, MgTiO_3) και του πυροφανίτη (prph, MnTiO_3). Στο πλέγμα του ιλμενίτη μπορεί να υπάρξουν στη θέση του Fe^{3+} ίχνη από Al , Cr και V .

Έπειτα από δοκιμές βρέθηκε ότι σε υψηλή θερμοκρασία είναι δυνατό να δημιουργηθεί πλήρης σειρά ισόμορφης παράμειξης μεταξύ ιλμενίτη και αιματίτη (hem, Fe_2O_3). Η ποσότητα του αιματίτη εξαρτάται από τη θερμοκρασία που κρυσταλλώθηκε, το ρυθμό που ψύχθηκε και το βαθμό εξισορρόπησης των δυο ορυκτών.

Απατίτης

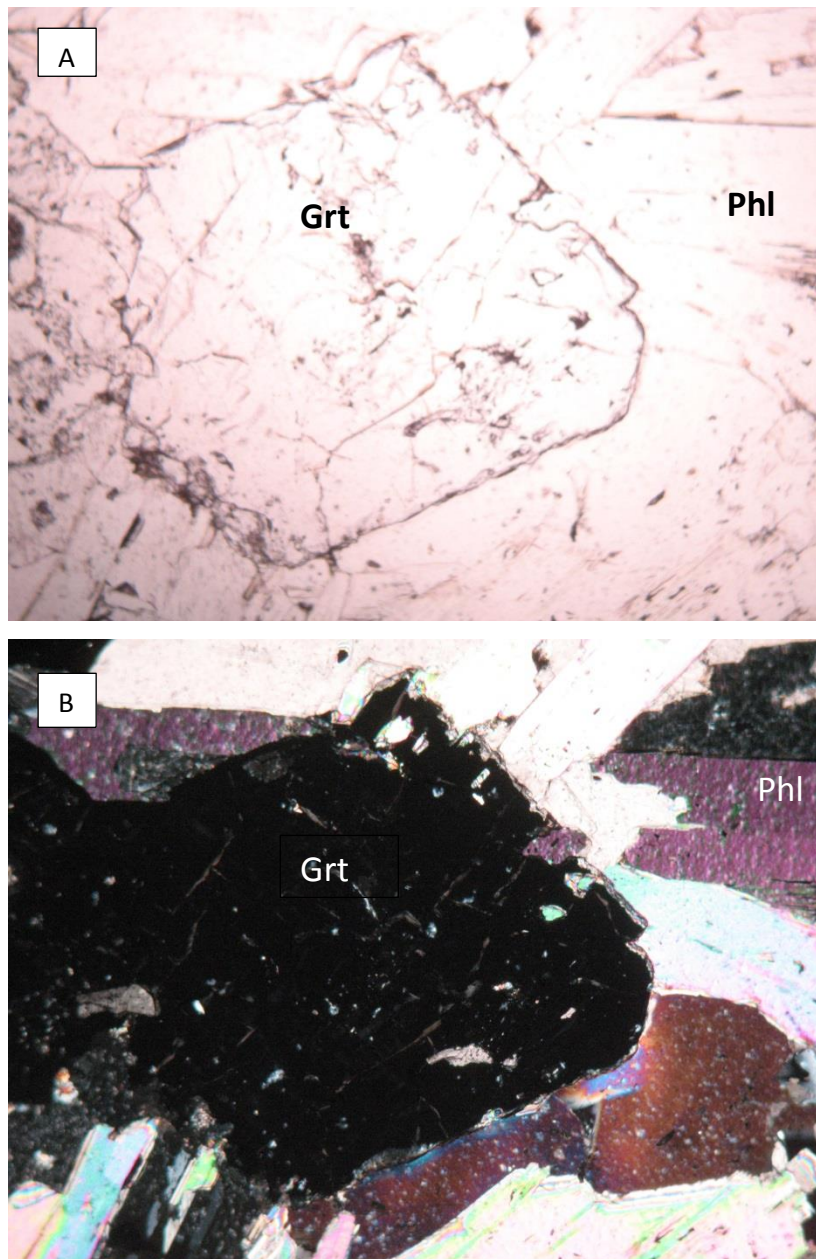
Ο απατίτης υπάρχει σε όλα τα πετρώματα με τη μορφή ιδιόμορφων, υπιδιόμορφων πρισματικών ή εξαγωνικών κρυστάλλων. Εμφανίζεται ως έγκλεισμα σε πυρόξενους, βιοτίτη, αμφίβολο και αστρίους, κάτι το οποίο υποδεικνύει ότι κρυσταλλώθηκε προτού δημιουργηθούν αυτά. Σε κάποια δείγματα χαλαζιακού μονζονίτη από την κορυφή του Αγίου Γεωργίου όπως επίσης και στη διείσδυση του πορφυριτικού μικρο-μονζονίτη, ο απατίτης βρίσκεται με τη μορφή βελονοειδών κρυστάλλων, γεγονός που δείχνει ότι ψύχθηκε γρήγορα (Neves and Mariano 1997).

Ζιρκόνιο

Το ζιρκόνιο υπάρχει διάσπαρτο ως ιδιόμορφοι και υπιδιόμορφοι κρύσταλλοι σε αρκετά δείγματα του πλουτωνίτη. Είναι άχρωμο ως αμυδρά τεφρό και εμφανίζεται σαν έγκλεισμα στο βιοτίτη, σχηματίζοντας την πλεοχρωϊκή άλω. Η μαγματική προέλευση του ζιρκονίου υποστηρίζεται από την ιδιομορφία των κρυστάλλων του.

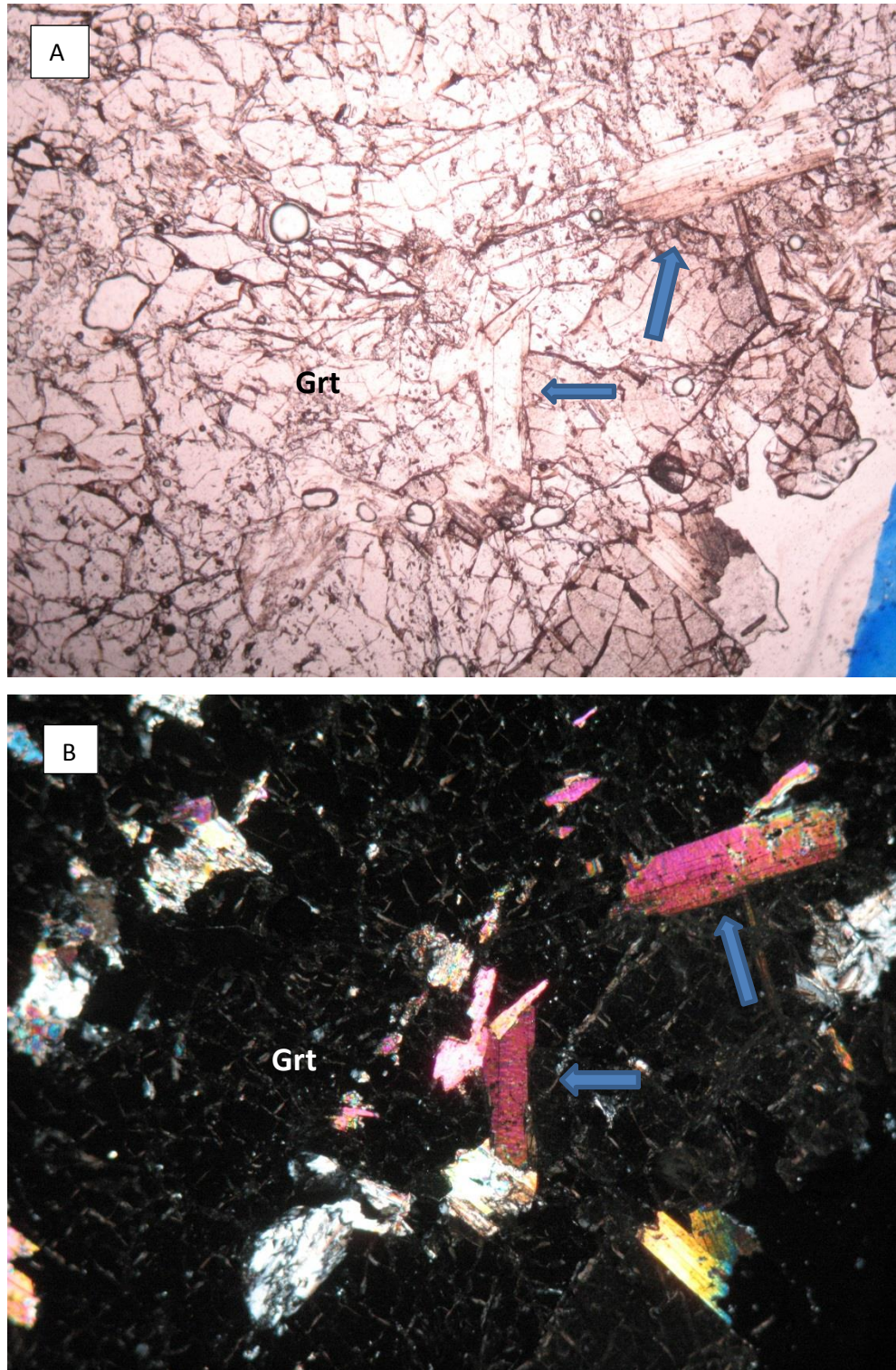
6.2 Μικροσκοπικές παρατηρήσεις

Κατά τη μελέτη στο μικροσκόπιο εξετάστηκαν οι λεπτές τομές ως προς την παραγένεση του Skarn. Η εξέτασή τους πραγματοποιήθηκε με χρήση πολωτή και αναλυτή προκειμένου να διασαφηνιστούν τα όρια του κάθε ορυκτού και τα περιβάλλοντα ορυκτά του. Παρακάτω παρατίθενται και περιγράφονται ανά ζεύγη διάφορες εικόνες από το μικροσκόπιο με πολωτή (A) και με πολωτή και αναλυτή (B).



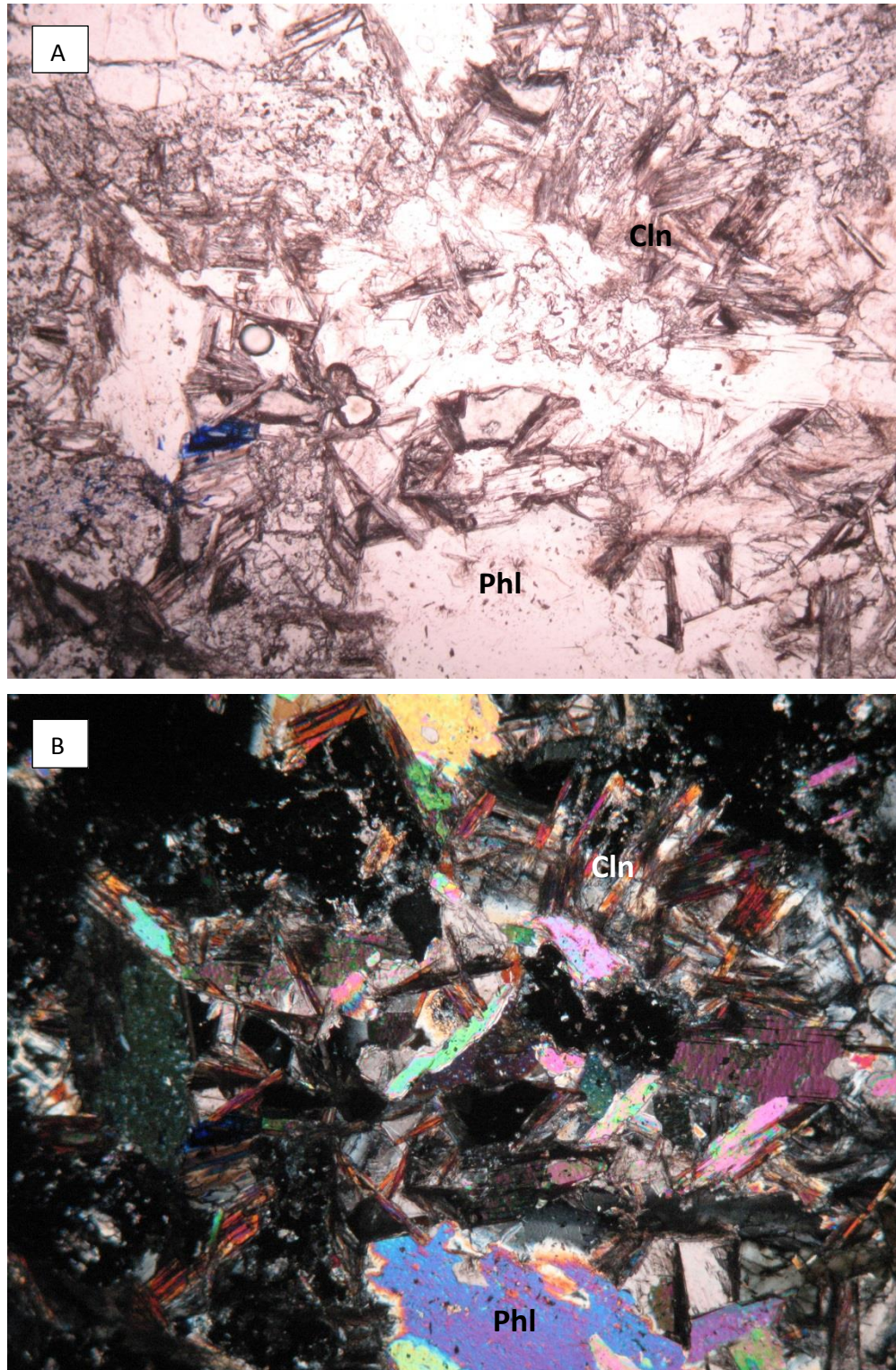
Εικόνα 6.1 : Απεικόνιση γρανάτη και φλογοπίτη.

Στο παραπάνω ζεύγος παρουσιάζεται ο φλογοπίτης, ο οποίος περικλείει το γρανάτη. Τόσο ο ιδιόμορφος κρύσταλλος γρανάτη, όσο και ο φλογοπίτης βρίσκονται σε θέση κατάσβεσης, με το φλογοπίτη να εμφανίζει μαρμαρυγή.



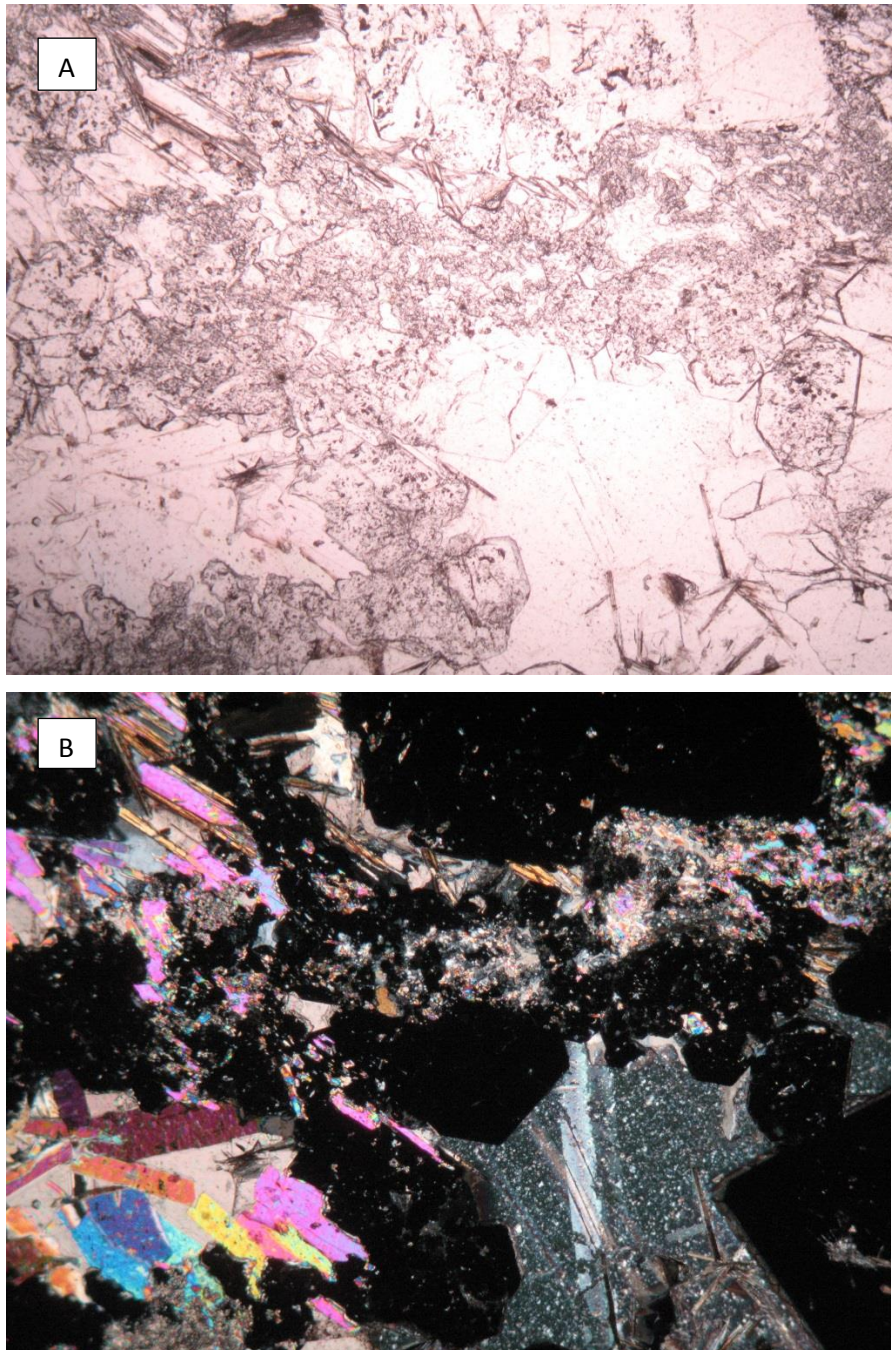
Εικόνα 6.2 Απεικόνιση γρανάτη και εγκλεισμάτων φλογοπίτη

Στο παραπάνω ζεύγος φαίνονται τα εγκλείσματα του φλογοπίτη μέσα σε γρανάτη. Οι κρύσταλλοι του φλογοπίτη επισημαίνονται με μπλε βέλη.



Εικόνα 6.3: απεικόνιση κλιντονίτη και φλογοπίτη.

Στις συγκεκριμένες εικόνες υπάρχει κλιντονίτης σε συσσωματώματα και κρύσταλλοι φλογοπίτη, σε θέση κατάσβεσης. Οι κρύσταλλοι του κλιντονίτη βρίσκονται σε όλη την επιφάνεια της εικόνας με βελονοειδή μορφή και περιβάλλουν τους κρυστάλλους του φλογοπίτη.



Εικόνα 6.4 : Απεικόνιση όλης της παραγένεσης Skarn.

Στο ζεύγος των εικόνων απεικονίζεται όλη η παραγένεση που περιλαμβάνει γρανάτη, φλογοπίτη, ασβεστίτη και κλιντονίτη. Οι γρανάτες έχουν διαρκή κατάσβεση και ο φλογοπίτης έχει υψηλά χρώματα πόλωσης. Ακολουθεί το υπόμνημα των εικόνων.

Συντομογραφίες	Ονομασία ορυκτού
Grt	Γρανάτης
Phl	Φλογοπίτης
Cln	Κλιντονίτης
Cc	Ασβεστίτης

7 Ορυκτοχημεία

Οι μικροαναλύσεις (σημειακές χημικές αναλύσεις) στα δείγματα της περιοχής έρευνας, ειδικότερα στους μαρμαρυγίες, έγιναν κατά μήκος μια νοητής γραμμής σε τρεις τομές, από το κέντρο προς την περιφέρεια και αντίστροφα, ώστε να διαπιστωθεί αν υπάρχει τυχόν διακύμανση στις περιεκτικότητες των στοιχείων. Σε κάθε χημική ανάλυση περιέχονται οι ποσοστιαίες αναλογίες σε SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 και NiO . Συνολικά έγιναν 70 αναλύσεις για τον φλογοπίτη, 12 αναλύσεις για τον κλιντονίτη και 15 για το γρανάτη.

Από τις αναλύσεις προκύπτει ότι στο φλογοπίτη το SiO_2 κυμαίνεται από 41,81% έως 37,86% (μ.ό. 39,69 %), το Al_2O_3 από 24,52% έως 18,75% (μ.ό. 21,22%), το K_2O από 11,98% έως 8,24% (μ.ό. 10,6%), το MgO από 24,38% έως 19,95% (μ.ό. 22,95%), το FeO από 2,35% έως 0% (μ.ό. 0,98%) και το CaO από 2,16% έως 0% (μ.ό. 0,26%). Σε μικρότερες ποσότητες συμμετέχουν το TiO_2 (έως 0,91%), το Cr_2O_3 (έως 0,56%), το MnO (έως 0,67%), το Na_2O (έως 0,53%) και το NiO (έως 0,5%).

Από τις αναλύσεις προκύπτει ότι στον κλιντονίτη το SiO_2 κυμαίνεται από 20,10% έως 17,14% (μ.ό. 18,59%), το Al_2O_3 από 44,64% έως 41,06% (μ.ό. 42,98%), το MgO από 21,67% έως 19,14% (μ.ό. 20,3%), το CaO από 13,55% έως 11,9% (μ.ό. 12,77%), το FeO από 0,85% έως 0,12% (μ.ό. 0,46%). Σε μικρότερες ποσότητες συμμετέχουν το TiO_2 (έως 0,38%), το Cr_2O_3 (έως 0,36%), το MnO (έως 0,67%), το Na_2O (έως 0,53%) και το K_2O (έως 0,25%).

Από τις αναλύσεις προκύπτει ότι στο γρανάτη το SiO_2 κυμαίνεται από 40,2% έως 38,68% (μ.ό. 39,47%), το Al_2O_3 από 22,34% έως 15,15% (μ.ό. 20,38%), το CaO από 36,9% έως 34,85% (μ.ό. 36,1%), το FeO από 10,3% έως 1,04% (μ.ό. 3,41%). Σε μικρότερες ποσότητες συμμετέχουν το TiO_2 (έως 0,48%), το Cr_2O_3 (έως 0,49%), το MnO (έως 0,59%), το MgO (έως 0,9%) και το Na_2O (έως 0,38%).

Στη συνέχεια παραθέτονται εκτενέστερα τα παραπάνω στοιχεία με πίνακες χημικών αναλύσεων. Οι πίνακες κατασκευάστηκαν για να παρουσιαστούν συγκεντρωτικά τα οξείδια, καθώς και η κατανομή των κατιόντων με βάση τα 22 O.

Πίνακας 7.1: Μικροαναλύσεις του φλογοπίτη από τη Μαρόνεια.

ΤΟΜΗ 1														
Sample	circle 1				circle 1				circle 2				circle 2	
Mineral	1a				2a				1a				2a	
Anal.Nr	περιφέρεια	κέντρο	περιφέρεια	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	κέντρο	ενδιάμεσα	περιφέρεια	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο		
SiO2	40,69	41,19		39,24	40,70	40,25	39,31	38,28	39,93	40,68	39,11	40,01	38,19	
TiO2	0,39	0,00		0,26	0,35	0,12	0,00	0,00	0,27	0,53	0,09	0,20	0,41	
Al2O3	19,76	19,17		20,51	19,85	20,56	21,39	21,07	21,23	20,60	22,17	21,15	20,91	
Feo	0,31	0,94		0,85	0,85	0,68	0,63	0,32	1,35	0,44	0,16	0,60	1,60	
Mno	0,00	0,08		0,14	0,00	0,03	0,00	0,11	0,05	0,24	0,04	0,00	0,00	
MgO	23,17	23,34		23,84	23,54	23,14	23,99	24,06	21,93	22,58	23,73	23,08	23,78	
CaO	0,45	0,11		0,00	0,47	0,23	0,00	1,70	0,00	0,04	0,11	0,07	0,11	
Na2O	0,21	0,47		0,45	0,02	0,31	0,53	0,22	0,35	0,00	0,00	0,00	0,30	
K2O	10,49	10,43		10,86	11,08	11,04	10,45	9,93	10,50	10,75	11,83	11,20	11,02	
Cr2O3	0,34	0,00		0,00	0,36	0,00	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	95,81	95,73		96,17	97,21	96,35	96,42	95,69	95,62	95,87	97,22	96,32	96,33	
Κατανομή κατιόντων στα 22 O														
Si	5,6126329	5,69398	5,43376466	5,5670232	5,5447467	5,4036	5,3162	5,534537	5,60357409	5,3534167	5,5064289	5,3113		
Al IV	2,3873671	2,30602	2,56623534	2,4329768	2,4552533	2,5964	2,6838	2,465463	2,39642591	2,6465833	2,4935711	2,6887		
Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
Al VI	0,8253112	0,8176	0,78081594	0,7676517	0,8824025	0,8683	0,7657	1,002477	0,94816205	0,9290457	0,9373976	0,7385		
Ti	0,0406411	0	0,02700805	0,0360037	0,0119475	0	0	0,027846	0,05519983	0,0089862	0,0208683	0,0432		
Fe2	0,035275	0,1089	0,09900446	0,0967607	0,0786121	0,0724	0,0366	0,155941	0,05042464	0,0177659	0,0696215	0,1865		
Mn	0	0,00891	0,01689996	0	0,0033642	0	0,0135	0,005601	0,02775586	0,0044984	0	0		
Mg	4,7652015	4,80988	4,92174475	4,7998442	4,7526964	4,9161	4,9807	4,532453	4,63698064	4,8414508	4,7357585	4,9302		
Cr	0,0375179	0	0	0,0389046	0	0,0135	0	0,002091	0	0	0	0		
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Y	5,7039468	5,74529	5,84547317	5,7391649	5,7290227	5,8703	5,7966	5,72641	5,71852303	5,801747	5,7636458	5,8984		
Ca	0,0663768	0,01691	0	0,0683947	0,0340443	0	0,2531	0	0,00561755	0,0156481	0,0099107	0,0157		
Na	0,0562251	0,12496	0,12121419	0,005157	0,0821432	0,1424	0,0592	0,094871	0	0	0	0,0802		
K	1,8463833	1,83907	1,91924275	1,9341368	1,9406786	1,8317	1,7594	1,857512	1,88958304	2,0647752	1,9673242	1,9554		
X	1,9689853	1,98094	2,04045695	2,0076886	2,0568661	1,9741	2,0718	1,952383	1,89520059	2,0804233	1,9772348	2,0514		
Mg/(Mg+F	0,9926518	0,97786	0,98028094	0,9802392	0,9837286	0,9855	0,9927	0,966739	0,98924253	0,9963439	0,9855118	0,9636		

circle 3										circle 3										circle 4										
3a					4a					2a					1a															
κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	περιφέρεια	ενδιάμεσα	
40,85	39,41	39,08	40,19	38,94	40,11	40,39	39,61	39,54	39,38	40,87	38,53	39,76	39,52	39,69	0,66	0,64				0,08	0,27	0,35	0,39	0,02	0,15	0,10	0,02	0,02		
0,47	0,66	0,12	0,60	0,47		0,35	0,15	0,59	21,71	18,75	19,95	21,55	22,76	21,48	1,86	1,98	1,39	0,68	1,01	0,50	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41		
21,34	21,18	21,73	20,44	22,74	21,12	22,55	22,14	20,94	21,71	18,75	19,95	21,55	22,76	21,48	1,86	1,98	1,39	0,68	1,01	0,50	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41		
0,67	0,84	1,46	0,69	0,76	1,25	0,30	0,95	0,00	1,86	1,98	1,39	0,68	1,01	0,50	0,40	0,18	0,18			0,08	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39		
22,58	22,71	22,32	23,03	21,84	22,21	21,53	22,74	23,27	22,00	22,45	24,30	22,25	22,25	23,06	0,15	0,16			0,27	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35		
0,03	0,18	0,08	0,14	1,67	0,10	0,19	0,17	0,25		0,15	0,16				0,20	0,20			0,38	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02		
10,86	10,85	10,62	10,56	9,98	11,02	10,18	10,75	11,10	10,60	10,84	11,11	11,10	10,93	10,46	0,20	0,20			0,38	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02		
0,14	0,12	0,56	0,20	0,16	0,09	0,04	0,20	0,55		95,95	95,90	96,27	95,73	96,81	96,35	95,90	96,27	95,73	96,81	96,35	95,90	96,27	95,73	96,81	96,35	95,90	96,27	95,73		
96,94	96,17	95,96	96,03	96,57	95,89	95,77	96,79	96,52																						
5,5652	5,4433952	5,415491	5,5387	5,3432463	5,5518738	5,5365213	5,424861	5,439	5,4624	5,6799	5,3618	5,5045	5,414063	5,4599559	2,5376	2,3201	2,6382	2,4955	2,585937	2,5400441	1,0124	0,7505	0,633	1,0213	1,088171	0,9415145	0,0692	0,0672	0	
2,4348	2,5566048	2,584509	2,4613	2,6567537	2,4481262	2,4634787	2,575139	2,561	2,5376	2,3201	2,6382	2,4955	2,585937	2,5400441	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
0,9914	0,8909818	0,963832	0,8593	1,0203799	0,9971159	1,180535	0,999031	0,8333	1,0124	0,7505	0,633	1,0213	1,088171	0,9415145	0	0,0692	0,0672	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0,0486	0,0690246	0,012233	0,0622	0,0487518	0	0,0365305	0,01592	0,0606	0,2156	0,2307	0,1618	0,0793	0,115503	0,0576583	0,047	0	0,0215	0	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829		
0,0765	0,0967853	0,168913	0,0792	0,0867452	0,1444628	0,034037	0,108439	0	0,2156	0,2307	0,1618	0,0793	0,115503	0,0576583	0,047	0	0,0215	0	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829		
0	0	0	0	0	0	0,0166806	0	0	0,047	0	0,0215	0	0,04829	0,04829	0,047	0	0,0215	0	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829	0,04829		
4,5864	4,6761301	4,611532	4,731	4,4669191	4,5834312	4,3998536	4,643226	4,772	4,5496	4,6509	5,041	4,5935	4,543416	4,7279461	0,0149	0,0126209	0,06109	0,0221	0,0174271	0,0095286	0,0041521	0,021968	0,0595	0	0,0221	0	0,0416	0	0,0020966	
0,0149	0,0126209	0,06109	0,0221	0,0174271	0,0095286	0,0041521	0,021968	0,0595	0	0,0221	0	0,0416	0	0,0020966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
5,7177	5,7455427	5,8176	5,7539	5,640223	5,7345384	5,6717887	5,788584	5,7254	5,8247	5,7234	5,9245	5,7357	5,74709	5,7775054																
0	0,0313556	0,011619	0,02	0,2458841	0	0,0281333	0,025517	0,0374	0	0,0413	0	0	0,011274	0,0568225	0	0	0,0243	0	0,011274	0,0568225	0,0568225	0,0568225	0,0568225	0,0568225	0,0568225	0,0568225	0,0568225	0,0568225		
0,0078	0,0490044	0	0,0517	0,0025139	0,0259631	0,0254554	0,015392	0,0729	0	0,0413	0	0	0,071409	0,0925448	1,8881	1,9121519	1,876684	1,856	1,746715	1,9464419	1,7804311	1,878705	1,9485	1,8881	1,9121519	1,876684	1,856	1,746715	1,9464419	
1,8881	1,9121519	1,876684	1,856	1,746715	1,9464419	1,7804311	1,878705	1,9485	1,8881	1,9121519	1,876684	1,856	1,746715	1,9464419	1,8758	1,9625	1,9974	1,9613	1,992311	1,9845998	1,8758	1,9625	1,9974	1,9613	1,992311	1,9845998	1,8758	1,9625	1,9974	1,9613
1,8959	1,9925119	1,888303	1,9277	1,9951131	1,972405	1,8340199	1,919614	2,0588	0,9547	0,9527	0,9689	0,983	0,975208	0,9879517	0,9547	0,9527	0,9689	0,983	0,975208	0,9879517	0,9547	0,9527	0,9689	0,983	0,975208	0,9879517	0,9547	0,9527	0,9689	0,983
0,9836	0,979722	0,964666	0,9835	0,9809505	0,9694446	0,9923234	0,977179	1	0,9547	0,9527	0,9689	0,983	0,975208	0,9879517	0,9547	0,9527	0,9689	0,983	0,975208	0,9879517	0,9547	0,9527	0,9689	0,983	0,975208	0,9879517	0,9547	0,9527	0,9689	0,983

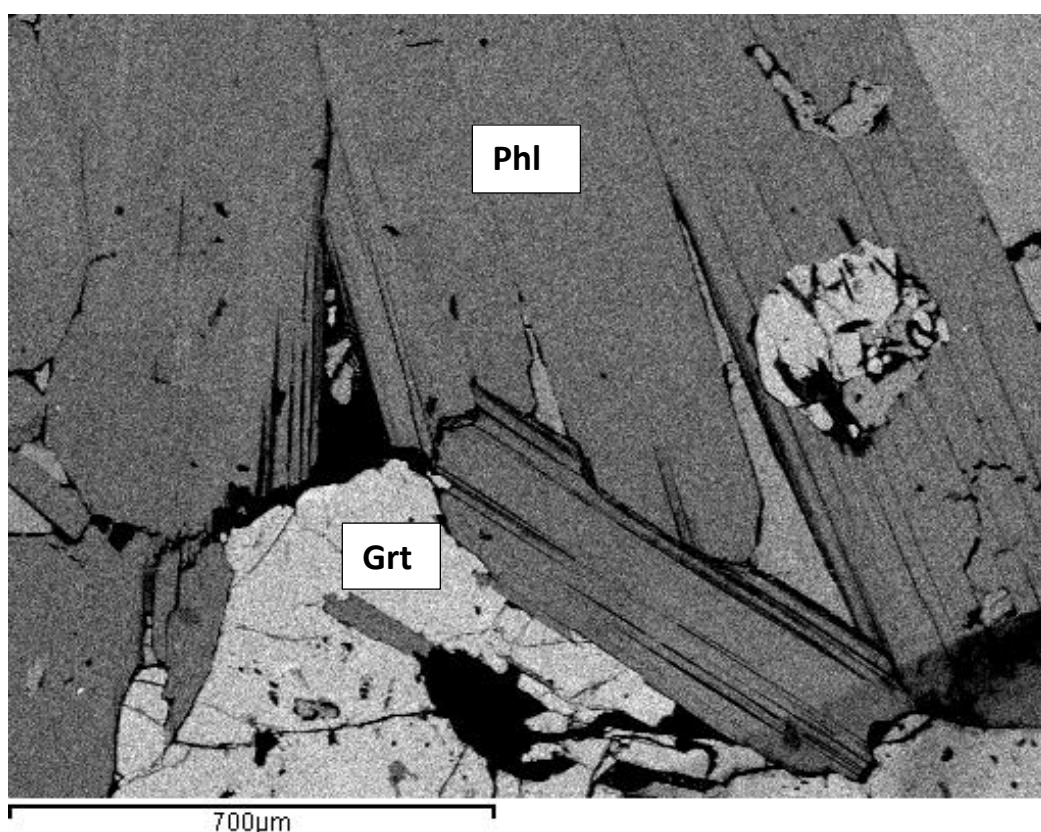
TOMH 2														
circle 2			circle 3			circle 3			circle 4			circle 5		
2a			1a			2a			1a			1a		
περιφέρεια	κέντρο	5	κέντρο	ενδιάμεσα	περιφέρεια	περιφέρεια	ενδιάμεσα	ενδιάμεσα	περιφέρεια	ενδιάμεσα	κέντρο	περιφέρεια	κέντρο	περιφέρεια
40.05	39.80	38.97	39.94	41.05	39.05	39.82	39.74	41.04	39.17	41.19	38.29	38.97	39.52	39.77
		0.08	0.00	0.42	0.74	0.55	0.29		0.59	0.36	0.77	0.50	0.46	0.16
22.06	21.26	24.52	20.47	21.03	21.09	20.28	21.50	19.75	21.07	20.69	20.67	22.29	23.61	21.37
1.44	1.48	1.76	0.48	0.01	0.45	1.44	1.19	0.33	1.59	1.58	1.25	0.85	0.45	1.29
0.11	0.25		0.34	0.16		0.15	0.00	0.17	0.27	0.03	0.26		0.11	
22.77	23.26	19.95	24.24	22.74	22.99	23.67	21.99	23.86	23.81	22.40	23.57	22.60	22.09	22.84
0.19	0.15	2.16			0.50	0.12	1.03	0.21	0.25	0.05		0.16		0.04
	0.34	0.19	0.23	0.31		0.28	0.42	0.16	0.06	0.33	0.44	0.39	0.29	
10.08	10.11	8.24	10.81	9.80	10.70	9.78	9.82	10.79	9.98	9.62	10.19	10.35	10.38	11.25
					0.20		0.20			0.03	0.31	0.24	0.13	
96.70	96.63	95.88	96.51	95.53	95.73	96.09	96.19	96.31	96.78	96.28	95.74	96.34	97.03	96.73
5.47366685	5.45919	5.3432	5.49126	5.6259404	5.4115865	5.489677	5.4742786	5.6340448	5.3780668	5.6218449	5.333	5.3611797	5.36912	5.4709298
2.52633315	2.54081	2.6568	2.50874	2.3740596	2.5884135	2.510323	2.5257214	2.3659552	2.6219332	2.3781551	2.667	2.6388203	2.63088	2.5290702
8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
1.02624788	0.89568	1.3061	0.80826	1.023397	0.8565134	0.7847298	0.9643519	0.8299331	0.7875884	0.9502844	0.7255	0.9746978	1.15025	0.9360208
0	0	0.0085	0	0.0431208	0.0774394	0.0567425	0.0301884	0	0.0607347	0.0367536	0.0802	0.0513263	0.0468	0.0169307
0.16418807	0.16989	0.2018	0.05474	0.0010899	0.051892	0.1660581	0.1376444	0.0374468	0.1826948	0.1800615	0.1461	0.0973699	0.05094	0.1484112
0.01330336	0.02868	0	0.0396	0.018765	0	0.0179398	0	0.0200788	0.0314	0.0033565	0.0305	0	0.01234	0
4.63996525	4.75663	4.0787	4.96826	4.6471083	4.7491135	4.8645002	4.514301	4.8827428	4.8732188	4.5586556	4.8934	4.6345458	4.47479	4.6850284
0	0	0	0	0	0.02192	0	0.0222173	0	0	0.0031331	0.0337	0.0264524	0.01361	0
0	0.02069	0.0081	0	0	0	0	0	0	0.0021296	0.0552416	0	0	0	0
5.84370455	5.87157	5.6033	5.87085	5.733481	5.7568784	5.8899704	5.668703	5.7702014	5.9377663	5.7874863	5.9094	5.7843922	5.74872	5.7863912
0.02804671	0.02177	0.3167	0	0	0.0749687	0.018438	0.1519711	0.0310427	0.0368822	0.0070763	0	0.0229418	0	0.0056758
0	0.08928	0.0514	0.06216	0.0833823	0	0.0744316	0.1115611	0.0434086	0.0154023	0.0870769	0.1189	0.1037902	0.07702	0
1.75658275	1.76919	1.4422	1.89661	1.7140768	1.8914069	1.7208598	1.7258662	1.8901252	1.748176	1.6750284	1.8097	1.8165593	1.79896	1.9750541
1.78462946	1.88023	1.8104	1.95877	1.7974591	1.9663757	1.8137294	1.9893983	1.9645765	1.8004605	1.7691816	1.9286	1.9432913	1.87597	1.9807299
0.96582372	0.96552	0.9529	0.9891	0.9997655	0.9891914	0.9669901	0.9704114	0.9923892	0.9638651	0.9620021	0.971	0.9794227	0.98875	0.9692949

Πίνακας 7.2 : Μικροαναλύσεις του κλιντονίτη από τη Μαρόνεια.

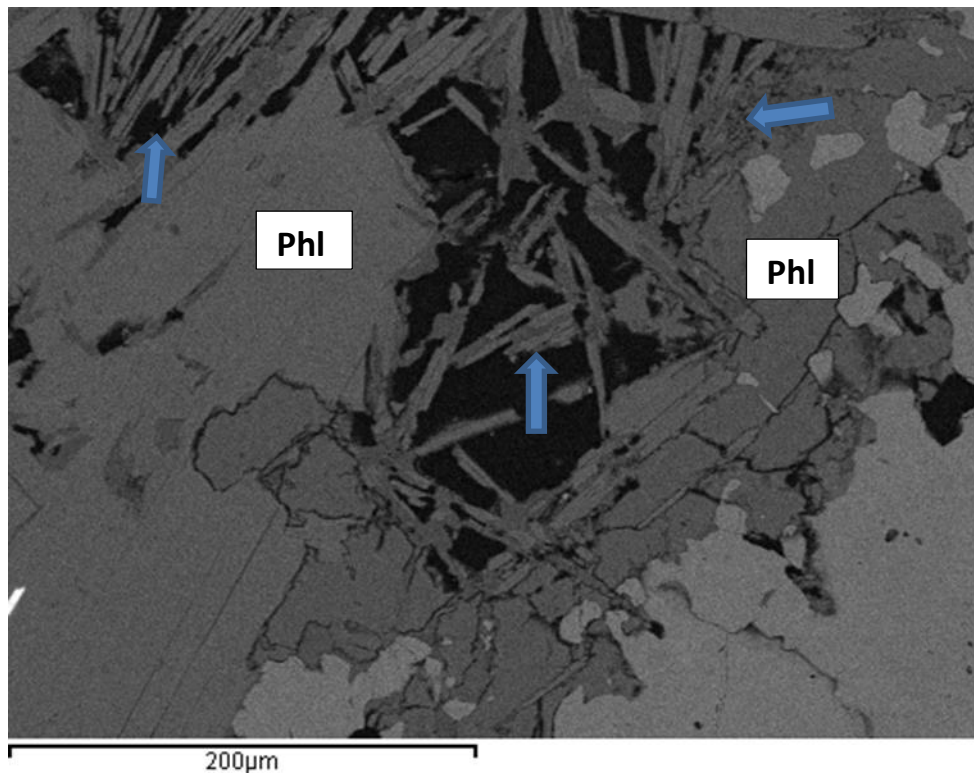
	Tomi 1												Tomi 2				
Sample	circle 3				circle 4								circle 2				
Mineral	2a	4a	1a										3a				
Anal.Nr	5	1	1	2	3	7	8	1	2	3	4	5					
SiO2	18,25	19,01	18,41	17,46	18,56	18,68	20,10	19,08	17,14	19,10	18,66	18,66					
TiO2	0,12	0,08	0,18	0,04	0,00	0,38	0,09			0,03	0,18						
Al2O3	44,64	42,82	41,78	42,98	43,56	43,68	42,97	41,06	43,12	42,26	43,42	43,46					
FeO	0,59	0,51	0,85	0,56	0,32	0,44	0,55	0,83	0,17	0,35	0,12	0,26					
MnO		0,07	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,07	0,42	0,21							
MgO	19,14	19,30	20,32	20,30	19,98	20,33	19,81	21,67	21,23	20,78	20,26	20,48					
CaO	13,40	13,07	13,30	13,47	12,48	11,90	12,35	12,31	13,55	12,35	12,67	12,37					
Na2O	0,18	0,35	0,00	0,06	0,06	0,45	0,26	0,43	0,43	0,41	0,49	0,41					
K2O		0,25	0,07	0,14	0,20	0,01	0,18			0,19	0,01	0,12					
Cr2O3		0,36	0,00	0,18	0,11	0,03	0,00	0,16	0,12	0,31	0,33						
Total	96,31	95,82	94,92	95,19	95,27	96,28	96,31	95,60	96,18	95,99	96,13	95,77					
Κατανομή κατιόντων στα 22 O																	
Si	2,523193	2,646092	2,592486	2,455184	2,586314	2,578316	2,765542	2,663804	2,390337	2,65123	2,579851	2,587786					
Al IV	5,476807	5,353908	5,407514	5,544816	5,413686	5,421684	5,234458	5,336196	5,609663	5,34877	5,420149	5,412214					
Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8					
Al VI	1,795691	1,671825	1,525234	1,576735	1,74101	1,684867	1,733095	1,419633	1,47827	1,563172	1,656487	1,691387					
Ti	0,011978	0,008231	0,019015	0,003905	0	0,038978	0,009773	0	0	0,003006	0,018745	0					
Fe2	0,06771	0,059499	0,100167	0,066234	0,036716	0,051127	0,063037	0,096519	0,020158	0,04011	0,013897	0,030673					
Mn	0	0,008112	0	0	0	0,043902	0	0,007865	0,049907	0,024826	0	0					
Mg	3,943521	4,005885	4,265544	4,254306	4,151096	4,184435	4,062708	4,509018	4,413856	4,299924	4,176248	4,234444					
Cr	0	0,040024	0	0,02053	0,012622	0,003152	0	0,01783	0,013764	0,033707	0,03613	0					
Y	5,8189	5,793576	5,90996	5,92171	5,941444	6,006461	5,868613	6,050866	5,975954	5,964744	5,901506	5,956499					
Ca	1,985233	1,949655	2,006223	2,028185	1,863023	1,759991	1,821269	1,840628	2,024443	1,835663	1,876852	1,838207					
Na	0,048895	0,095499	0	0,015104	0,015477	0,12111	0,070553	0,115744	0,116837	0,111073	0,13156	0,110619					
K	0	0,043636	0,011885	0,024845	0,035642	0,001695	0,031501	0	0	0,033992	0,001767	0,020796					
X	2,034128	2,08879	2,018107	2,068135	1,914142	1,882796	1,923322	1,956372	2,14128	1,980729	2,010179	1,969622					
Mg/(Mg+F	0,98312	0,985365	0,977056	0,98467	0,991233	0,987929	0,984721	0,979043	0,995454	0,990758	0,996683	0,992808					

Ο τύπος δομής του φλογοπίτη και κλιντονίτη υπολογίστηκε με βάση τα 22 Ο και των γρανατών υπολογίστηκε με βάση τα 8 κατίοντα και 12 ανιόντα (Locock 2008). Η ανάλυση των ορυκτών έγινε κατά μήκος μιας νοητής γραμμής η οποία ξεκινούσε από την περιφέρεια της τομής και έληγε στον πυρήνα του κρυστάλλου με τη χρήση του σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου και φασματοσκοπίου διαφοράς (SEM-EDS).

Στις εικόνες 7.1, 7.2 επισημαίνονται χαρακτηριστικές μορφές του φλογοπίτη, του κλιντονίτη και του γρανάτη. Στην 7.1 διακρίνεται ο σκουρόχρωμος φλογοπίτης (phl) ενώ με πιο ανοιχτό χρώμα μπορούμε να παρατηρήσουμε το γρανάτη (grt). Στην 7.2 διακρίνονται με μπλε βέλη τα βελονοειδή συσσωματώματα του κλιντονίτη (cln), ενώ με ελάχιστα πιο ανοιχτό χρώμα μπορούμε να παρατηρήσουμε το φλογοπίτη (phl).



Εικόνα 7.1 : Μικροφωτογραφίες σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου για τον γρανάτη Grt1. Με σκούρο χρώμα εμφανίζεται ο φλογοπίτης ενώ με πιο ανοιχτό γκρίζο ο γρανάτης.



Εικόνα 7.2 : Διακρίνεται ο κλιντονίτης με την μορφή βελονοειδών κρυστάλλων και οι κρύσταλλοι φλογοπίτη με ελάχιστα πιο σκούρο χρώμα.

Να τονιστεί στις υπόλοιπες τομές υπήρχαν παραπλήσιες εικόνες, οπότε κρίθηκε ότι δεν ήταν απαραίτητη η χρήση των εικόνων τους. Οι παραπάνω εικόνες αποτελούν χαρακτηριστικά παραδείγματα του πως φαίνονται τα ορυκτά στο σαρωτικό μικροσκόπιο.

8 Συζήτηση - Συμπεράσματα

Ο σχηματισμός του φλογοπίτη υποδεικνύει την αύξηση των τιμών fO_2 , η οποία συμβαίνει λόγω εισόδου μετεωρικών νερών στο σύστημα (Wones and Eugster, 1965). Ο κλιντονίτης είναι ένα πολύ σπάνιο ορυκτό το οποίο μπορεί να βρεθεί σε skarn, όπως και σε θερμικά μεταμορφωμένα ασβεστιτικά πετρώματα, σε παραγένεση που περιέχει και φλογοπίτη, βεζουβιανίτη, ασβεστίτη και γροσσουλάριο (Hibbard 2002, Deer et al. 1991)

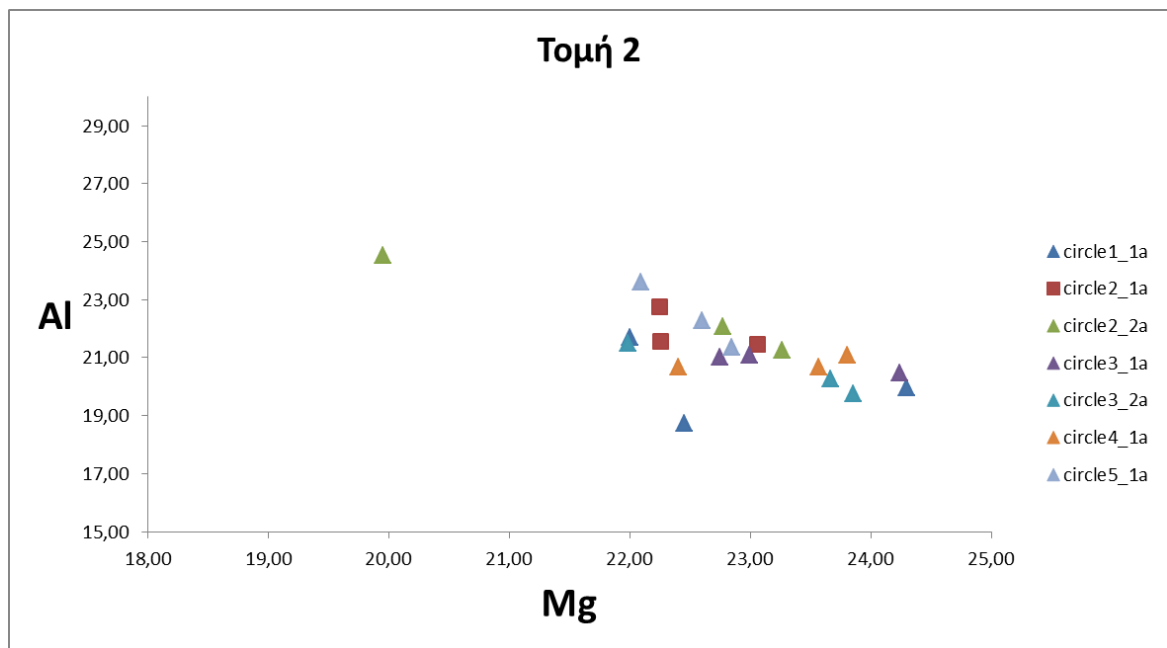
Ο πλουτωνίτης που διείσδυσε στην περιοχή της Μαρώνειας σχηματίστηκε σε υψηλές θερμοκρασίες που έφταναν μέχρι στους 1100°C . Τα ορυκτά φλογοπίτης και κλιντονίτης απαιτούν υψηλές θερμοκρασίες για να σχηματιστούν, άρα επιβεβαιώνουν το γεγονός ότι ο πλουτωνίτης δημιουργήθηκε σε πολύ θερμό περιβάλλον. Συγκεκριμένα για να σχηματιστεί ο κλιντονίτης είναι απαραίτητο η θερμοκρασία να ξεπερνά τους 580°C και να προστίθεται ρευστή φάση (Rice 1979).

Βάσει των χημικών αναλύσεων, απεικονίστηκαν γραφικά, με διαγράμματα μεταβολής, οι κατανομές των οξειδίων ξεχωριστά για το φλογοπίτη, τον κλιντονίτη και το γρανάτη, από την περιφέρεια των κρυστάλλων προς τον πυρήνα τους. Τα διαγράμματα μεταβολής είναι χρήσιμα, γιατί παρουσιάζουν αναλυτικά δεδομένα και δείχνουν την πορεία της χημικής εξέλιξης των μαγματικών τηγμάτων. Η χημική σύσταση ενός τήγματος μπορεί να αλλάξει όταν προστίθεται ή απομακρυνθεί κάποιο ορυκτό. Άρα, η πορεία των τάσεων στα διαγράμματα μεταβολής μπορεί να δώσει στοιχεία για την ορυκτολογική παραγένεση που ελέγχει τη διαδικασία διαφοροποίησης του μάγματος.

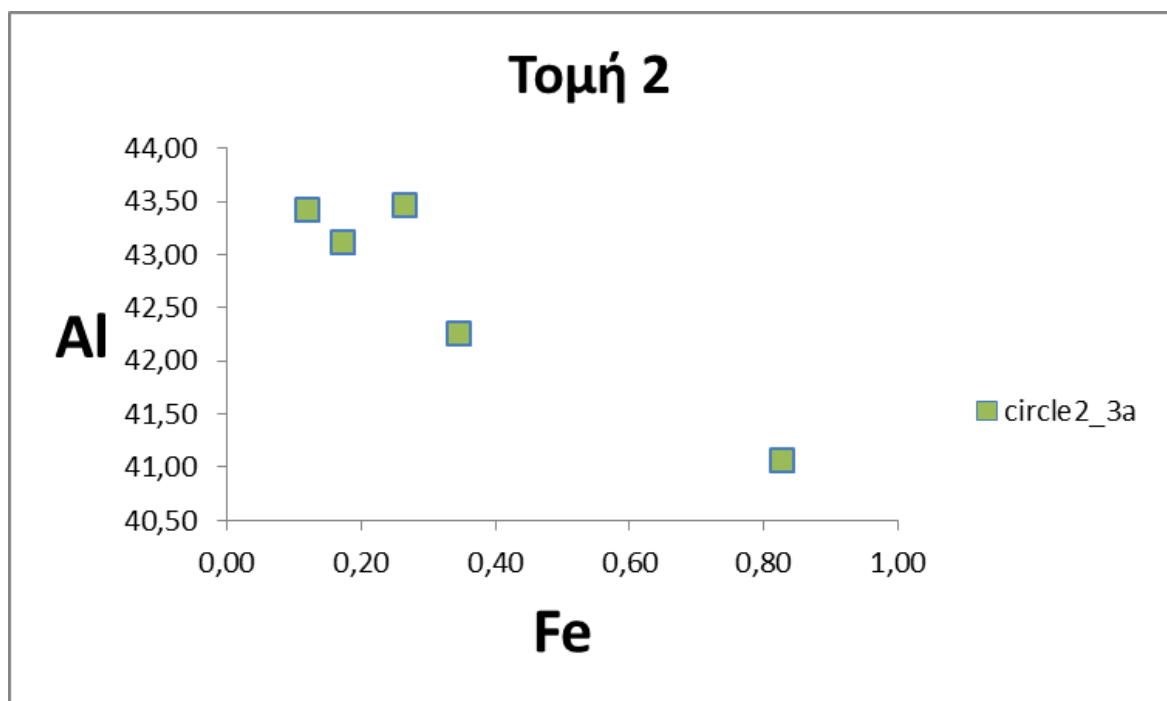
Από τα διαγράμματα των στοιχείων που υπάρχουν στη δομή των ορυκτών, τα μόνα στοιχεία που συσχετίζονται μεταξύ τους και δίνονται παρακάτω είναι τα ζεύγη $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ και $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$. Στα υπόλοιπα ζεύγη οξειδίων δεν διαφαίνεται κάποια συσχέτιση, διότι τα διαγράμματα δεν εμφάνιζαν κάποια τάση.

Διαπιστώθηκε ότι, από τα διαγράμματα χημικής ανάλυσης του φλογοπίτη γίνεται αντιληπτή μια συσχέτιση στη μεταβολή του Al και του Mg. Συγκεκριμένα, παρατηρείται μια αντικατάσταση του Al από Mg, γιατί στο διάγραμμα φαίνεται μια τάση. Αυτό συμβαίνει γιατί σαν ορυκτό ο φλογοπίτης έχει πολύ αυξημένο μαγνήσιο.

Από τα διαγράμματα χημικής ανάλυσης του κλιντονίτη σχετίζεται το Al με το Fe, διότι παρατηρείται μια αρνητική σχέση μεταξύ τους. Επομένως το Al αντικαθιστά το Fe. Για αυτό το λόγο στο χημικό τύπο του κλιντονίτη υπάρχει αρκετό Al και δεν υπάρχει σχεδόν καθόλου Fe.



Διάγραμμα της δομής του φλογοπίτη



Διάγραμμα της δομής του κλιντονίτη

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνόγλωσση

Βαβελίδης Μ., Μέλφος Β. & Χοτζίδης Α. (Επιμ. Πρακτικών, 2007), «Δυνατότητες ανάπτυξης στο Βόρειο Έβρο: Πολιτισμός, ορυκτοί πόροι και περιβάλλον», Πρακτικά Επιστημονικής ημερίδας της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας.

Βουδούρης Π. (2005), «Τα ορυκτά της Αν. Μακεδονίας-Θράκης: Γεωλογικό πλαίσιο και προοπτικές γεωτουριστικής ανάπτυξης», Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, τόμος XXXVII, 2005, σελ. 62-77.

Βουδούρης Π., Κατερινόπουλος Α. και Μαγκανάς Α. (1998), «Ορυκτολογία της ζώνης μεταμόρφωσης επαφής ενός σωσσονιτικού μαγματικού συμπλέγματος (Μαρώνεια, Β.Α. Ελλάδα)», 2ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας, Θεσσαλονίκη, Οκτώβριος 2005, σελ. 19-28.

Γεωργιάδης Ι. (2010), «Πετρολογική και γεωχημική μελέτη γρανατούχων ιζηματογενών σχηματισμών της Ενότητας Βερτίσκου», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 271.

Δορυφόρου Κ. (1990), «Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας και η μεταμορφική του επίδραση στα περιβάλλοντα πετρώματα της φυλλιτικής σειράς», Διδακτορική Διατριβή, Ε.Μ.Π., σελ. 167.

Θεοδωρίκας Σ. (2002) «Ορυκτολογία και πετρολογία»

Ι.Γ.Μ.Ε (2009) Γεωδιαδρομές

Ιωαννίδης Ν., Χατζηδημητριάδης Ε., Μουντράκης Δ. & Κίλιας Α. (1998), «Η μελέτη των χαμηλής μεταμόρφωσης νεοπαλαιοζωικών έως και κάτω μεσοζωικών ιζημάτων στην περιοχή της Νέας Μάκρης, δυτικά της Αλεξανδρουπόλης, Δυτική Θράκη/Ελλάδα», Πρακτικά 8ου Διεθνούς Συνεδρίου, Πάτρα, Μάιος 1998, σελ. 79-89.

Κατερινόπουλος Α. (2005), «Ένας τυπικός διοψίδιος από το Skarn της Μαρώνειας: Τοπολογία βάση της κατανομής των δεσμών», 2ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας, Θεσσαλονίκη, Οκτώβριος 2005, σελ. 143-151.

Κυριακόπουλος Κ. (1987), «Γεωχρονολογική- Γεωχημική- Ορυκτολογική μελέτη τριτογενών πλουτωνίων πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης και ισοτοπικοί χαρακτήρες αυτών», Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 343.

Μαγγανάς Α. (1988), «Ορυκτολογική, πετρολογική και γεωχημική μελέτη των Μετα-βασικών και Μετα-υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής ζώνης στην Θράκη», Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 200.

Μάραντος Ι. & Κοσιάρης Γ. (2003), «Βιομηχανικά ορυκτά και πετρώματα στο χώρο της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης. Έρευνες, αποτελέσματα και προοπτικές», Πρακτικά Ημερ. Περιφ. Ανατ. Μακεδονίας-Θράκης, Ξάνθη, σελ. 77-88.

Μαράτος Γ. & Ανδρονόπουλος Β. (1965), «Στρώματα Μελίας Αλεξανδρουπόλεως. Η ηλικία και η τοποθέτησής των εις την δομήν της Ροδόπης», Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, σελ. 6.

Μέλφος Β. (1995), «Έρευνα των βασικών και ευγενών μετάλλων στην Περιοδοπική ζώνη της Θράκης», Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη 1995.

Μέλφος Β. (2002), «Πολύτιμοι λίθοι: έρευνες και προοπτικές για εντοπισμό τους στη Μακεδονία και Θράκη», Πρακτικά Ημερ. Ε.-Γ.Ε., Θεσσαλονίκη, σελ. 5.

Μουντράκης Δ. (2010), «Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας», University Studio Press, Θεσσαλονίκη 2010.

Παπαδάκης Α. (1965), «Ο πλουτωνίτης της περιοχής Σερρών-Δράμας», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 127.

Παπαδόπουλος Π. (1980), «Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας», Φύλλο Φέρρες-Πέπλος- Αίνο, κλίμακα 1:50.000. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.

Παπαδοπούλου Α. (2003), «Ισορροπία ορυκτών φάσεων, συνθήκες κρυστάλλωσης και εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνειας, Θράκη», Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη 2003, σελ. 336.

Πομώνη Φ. & Παπαδόπουλος Π. (1988), «Δολομιτώση των ασβεστολίθων της μετα-ιζηματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης», Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 22/2, σελ. 429-447.

Σαράντης Δ. (1988), «Εισαγωγή στην πετρολογία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων»

Σιδέρης Κ. (1975), «Αναζήτησις ιδιαίτερων χαρακτήρων εις πλουτωνίτας και ηφαιστίτας Ανατολικής Ζώνης Ροδόπης. Σχέσεις ηφαιστειότητος-πλουτωνίου δράσεως», Διατριβή επί υφηγεσία, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ.108.

Σκλαβούνος Σπ. (1981), «Ο Γρανίτης του Παρανεστίου», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ.174.

Σκλαβούνος Σπ., Καντηράνης Ν., Παπαδοπούλου Λαμπρινή (2011), «Εργαστηριακές μέθοδοι έρευνας ορυκτών», Τμήμα εκδόσεων 2011-12, Θεσσαλονίκη 2011.

Σολδάτος Τ. (1985), «Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη)», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 262.

Τσιραμπίδης Α. & Φιλιππίδης Α. (2013), «Ορυκτοί Πόροι Ελλάδος: Αποθέματα και Αξία», Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 2013, σελ. 46.

Χριστοφίδης Γ. Θ. (1977), «Συμβολή εις την μελέτη των πλουτωνίων πετρωμάτων της περιοχής Ξάνθης», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 249.

Ξενόγλωσση

Aikin A, Aikin CR (1807) Dictionary of Chemistry and Mineralogy (Volume 2). Arch, London

Alietti E, Brigatti MF, Poppi L (1995) The crystal structure and chemistry of high-aluminium phlogopite.

Alietti E, Brigatti MF, Poppi L (1997) Clintonite-1M: Crystal chemistry and its relationships to closely associated Al-rich phlogopite. Am Mineral 82:936-945

Amisano-Canesi A, Chiari G, Ferraris G, Ivaldi G, Soboleva SV (1994) Muscovite- and phengite-3T: crystal structure and conditions of formation. Eur J Mineral 6:489-496

Appelo CAJ (1978) Layer deformation and crystal energy of micas and related minerals. I structural models for 1M and 2M1 polytypes. Am Mineral 63:782-792

Backaus KO, Durovic S (1984) Polytypism of micas. I. MDO polytypes and their derivation. Clays Clay

Bailey SW (1975) Cation ordering and pseudosymmetry in layer silicates. Am Mineral 60:175-187

Bailey SW (1984a) Classification and structures of the micas. Rev Mineral 13:1-12

Bailey SW (1984b) Crystal chemistry of the true micas. Rev Mineral 13:13-60

Bailey SW (1984c) Review of cation ordering in micas. Clays Clay Minerals 32:81-92

Bailey SW (ed) (1984) Micas. Reviews in Mineralogy, Vol 13

Berman H (1937) Constitution and classification of the natural silicates. Am Mineral 22:342-408

Besson G (1980) Structure des smectites dioctahedrique, parametres conditionnant les fautes d'empilement

Besson G, de la Calle C, Rautureau M, Tchoubar C, Tsipursky SI, Drits VA (1982) X-ray and electron

Biggazzi G., Del Moro A., Innocenti F., Kyriakopoulos K., Manetti P., Papadopoulos P., Norelliti P. and Magganas A (1989), "The magmatic intrusive complex of Petrota, west Thrace: age and geodynamic significance", Geologica Rhodopica, 1, 290-297.

Bonev N., Magganas A., and Klain L. (2010), "Regional geology and correlation of the Eastern circum-Rhodope belt, Bulgaria-Greece", Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, 2010, 157-164.

Bonev N., Stamphli G. (2008), "Petrology, geochemistry and geodynamic implications of Jurassic island arc magmatism as revealed by mafic volcanic rocks in the Mesozoic low-grade sequence, eastern Rhodope, Bulgaria", Lithos, 100, 210-233.

Bornovas J. & Rondogianni-Tsiambou T. (1983), "Geological map of Greece", Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.

- Boyanov I., Russeva M., Toprakchieva V. and Dimitrova E. (1990), "Lithostratigraphy of the Mesozoic rocks from the Eastern Rhodopes", *Geologica Balcanica*, 20, p. 3-28.
- Boyanov I., Trifonova E. (1978), "New data on the age of the phyllitoid complex from the Eastern Rhodopes", *Geologica Balcanica*, 8, 3-21.
- Bradley WF (1959) Current progress in silicate structures. *Clays Clay Minerals* 6:18-25
- Bragg WL (1928) *An Introduction to Crystal Analysis*. Bell, London
- Bragg WL (1930) The structure of silicates. *Z Kristallogr* 74:237-305
- Brigatti MF, Davoli P (1990) Crystal structure refinement of 1M plutonic biotites. *Am Mineral* 75:305-313
- Brigatti MF, Frigieri P, Ghezzi C, Poppi L (2000a) Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites. *Am Mineral* 85:436-448
- Brigatti MF, Frigieri P, Poppi L (1998a) Crystal chemistry of Mg-, Fe-bearing muscovites-2M1. *Am Mineral* 83:775-785
- Brigatti MF, Galli E, Medici L, Poppi L, Cibin G, Marcelli A, Mottana A (2001a) Crystal structure refinement and X-ray absorption spectroscopy of chromium-containing muscovite. *Eur J Mineral* 13:377-390
- Brigatti MF, Kile DE, Poppi M (2001b) Crystal structure and crystal chemistry of lithium-bearing muscovite-2M1. *Can Mineral* 39:1171-1180
- Brigatti MF, Lalonde AE, Medici L (1999) Crystal chemistry of IVFe³⁺-rich phlogopites: a combined single-crystal X-ray and Mössbauer study. 11th Int'l Clay Conf, Ottawa, 1977, p 317-327
- Brigatti MF, Lugli C, Poppi L, Elburg M (1998b) Crystal chemistry of biotites from mafic enclaves in the
- Brigatti MF, Lugli C, Poppi L, Foord EE, Kile DE (2000b) Crystal chemical variations in Li- and Fe-rich
- Brigatti MF, Medici L, Poppi L (1996b) Refinement of the structure of natural ferriphlogopite. *Clays Clay Minerals* 44:540-545
- Burnham C.W. (1959), "Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore", *California. Geol. Soc. Am. Bull.* 57, 879-928.
- Cann J.R. & Strens M.R. (1989), "Modelling periodic megaplume emission by black smoker systems", *J. Geophys. Res.*, 94, 12227-12237.
- Carucci P (1880 ?) *Elementi di mineralogia (parte II)*. Pasquale, Napoli
- Catullo A (1833) *Elementi di mineralogia*. Minerva, Padova
- Christofides G., Eleftheriadis G. & Esson J. (1990), "Preliminary results on the magmatic evolution on the island of Samothraki granite (Thrace, Northeastern Greece)", *Geol. Rhodopica*, 2, 213-226.
- Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Eleftheriadis G & Kilias A. (2001a), "Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece)", *Acta Vulcanologica*, 13(1-2), 73-89.
- Christofides G., Soldatos T., Eleftheriadis G. & Koroneos A. (1988), "Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks", *Acta Vulcanologica*, 10(2), 305-318.
- Christofidis G., Eleftheriadis G., Esson J., Soldatos T., Koroneos A. & Brocker M. (2000), "The evolution of the Samothraki granitic pluton: geochronology, chemical and isotopic constrains for Afc modelling", *Proc. 3rd Int. Conf. East. Mediterr.* 193-209.
- Clarke F (1889) A theory of the mica group. *Am J Sci* 38:384-393
- Coombs D.S, Kawachi Y., Houghton B.F., Hyden G., Pringle I.J. and Williams J.G. (1977), "Andradite and Andradite-Grossular Solid Solutions in Very Low Grade Regionally Metamorphosed Rocks in Southern New Zealand", *Geology Department, University of Otago, Dunedin, New Zealand, Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 229-246.
- Cronstedt A (1788) *An Essay Toward a System of Mineralogy* (translation from Swedish). Dilly, London
- Cruciani G, Zanazzi PF, Quartieri S (1995) Tetrahedral ferric iron in phlogopite.
- Dana E (1882) *Manual of Mineralogy and Lithology* (VI edition). Trübner, London

- Dana E (1892) *The System of Mineralogy* (VI edition). Wiley, New York
- Dana J (1855) *A System of Mineralogy* (IV edition). Trübner, London
- Dana J (1868) *A System of Mineralogy* (V edition). Trübner, London
- De Albuquerque CAR (1975) Partition of trace elements in co-existing biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, Northern Portugal. *Chem Geol* 16:89-108
- Deer W, Howie R, Zussmann J (1962) *Rock-forming Minerals*, Vol. 3. Longmans, London
- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J. (1982), "Rock-forming minerals, Orthosilicates", Longmans, London, p. 500.
- Del Moro A., Innocenti F., Kyriakopoulos K., Mannetti P. & Papadopoulos P. (1988), "Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data", *N. Jb. Miner. Abh.*, 159/2, 223-235.
- des feuillets. Thèse de Doctorat d'état et Sciences Physiques, Orléans
- diffraction study of the structure of the Garfield nontronite. *Develop Sediment* 35:29-40
- Donnay G, Morimoto N, Takeda H, Donnay JDH (1964) Trioctahedral one-layer micas: I. Crystal structure of a synthetic iron mica. *Acta Crystallogr* 17:1369-1373
- Drábek M, Rieder M, Viti C, Weiss Z, Fryda J (1998) Hydrothermal synthesis of a Cs ferruginous trioctahedral mica. *Can Mineral* 36:755-761
- Drits VA (1969) Some general remarks on the structure of trioctahedral micas. 4th Int'l Clay Conf Proc, Tokyo 1:51-59
- Drits VA, Besson G, Muller F (1995) An improved model for structural transformations of heat-treated aluminous dioctahedral 2:1 layer silicates. *Clays Clay Minerals* 43:718-731
- Drummond S.E. & Ohmoto H. (1985), "Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems", *Econ. Geol.*, 80, 126-147.
- Durović S (1994) Classification of phyllosilicates according to the symmetry of their octahedral sheets.
- Durr S., Altherr R., Keller J., Okrusch M. and Seidel E. (1978), "The median aegean crystalline belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt (eds): *Alps, Appenines, Hellenides-Geodynamic investigation along geotraverses by an international group of scientists*", I.U.G.S. Rep., 38, Stuttgart, 445-447.
- Edgar AD, Arima M (1983) Conditions of phlogopite crystallization in ultrapotassic volcanic rocks. *Mineral Mag* 47:11-19
- Eleftheriadis G., Christofides G. & Papadopoulos P. (1989b), "Petrology and geochemistry of Leptokarya- Kirki plutoniv intrusions in NE Rhodope massif (Thrace, Greece)", *Geol. Rhodopica*, 1, 280-289.
- Evans BW, Guggenheim S (1988) Talc, pyrophyllite, and related minerals. *Rev Mineral* 19:225-294
- Evsyunin VG, Kashaev AA, Rastsvetaeva RK (1997) Crystal structure of a new representative of Cr micas. *Cryst Rep* 42:571-574
- exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece)", *Int. Journ. Earth Sci.*, 88, 513-531.
- Farmer LG, Boettcher AI (1981) Petrologic and crystal chemical significance of some deep-seated phlogopites. *Am Mineral* 66:1154-1163
- Filut AM, Rule AC, Bailey SW (1985) Crystal structure refinement of anandite 2Or, a barium- and sulfurbearing trioctahedral mica. *Am Mineral* 70:1298-1308
- Fleischer M, Mandarino J (1995) *Glossary of Mineral Species*. Mineralogical Record, Tucson, Arizona
- Foord EE, Martin RF, Fitzpatrick JJ, Taggart JE Jr, Crock JG (1991) Boromuscovite, a new member of the mica group, from the Little Three mine pegmatite, Ramona district, San Diego County, California. *Am*
- Foose R.M. & Manheim F. (1975), "Geology of Bulgaria: a review", *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 59, 2, 303-335.
- Fournier R.O. (1991), "The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rocks", *Geophys. Res. Lett.*, 18, 955-958.

- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. & Villari L. (1984), "Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region", In: The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Eds: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 687-699.
- Gaines GL Jr, Vedder W (1964) Dehydroxylation of muscovite. *Nature* 201:495
- Ganguly J (1982) Mg-Fe order-disorder in ferromagnesian silicate: II Thermodynamics, kinetics and geological implications. *Adv Phys Geochem* 2:58-99
- Guggenheim S (1984) The brittle micas. *Rev Mineral* 13:61-104
- Güven N (1971a) Structural factors controlling stacking sequences in dioctahedral micas. *Clays Clay Minerals* 19:159-165
- Güven N (1971b) The crystal structures of 2M1 phengite and 2M1 muscovite. *Z Kristallogr* 134:196-212
- Güven N, Burnham CW (1967) The crystal structure of 3T muscovite. *Z Kristallogr* 125:163-183
- Hazen RM, Burnham CW (1973) The crystal structures of one-layer phlogopite and annite. *Am Mineral* 58:889-900
- Hazen RM, Finger LW (1978) The crystal structures and compressibilities of layer minerals at high pressure. II. Phlogopite and chlorite. *Am Mineral* 63:293-296
- Hazen RM, Finger LW, Velde D (1981) Crystal structure of a silica- and alkali-rich trioctahedral mica. *Am Mineral* 66:586-591
- Hazen RM, Wones DR (1972) The effect of cation substitution on the physical properties of trioctahedral micas. *Am Mineral* 57:103-129
- Heller-Kallai L, Rozenson I (1980) Dehydroxylation of dioctahedral phyllosilicates. *Clays Clay Minerals* 28:355-368
- Hemni C., Kusachi I. & Hemni K. (1995), "Morimotoite, $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Ti}_4\text{Si}_3\text{O}_{12}$, a new titanian garnet from Kuka, Okayama prefecture, Japan", *Mineral. Mag.*, 59, 115-120.
- Hendricks S, Jefferson M (1939) Polymorphism of the micas. *Am Mineral* 24:729-779
- Hibbard (2002) Batoul Taghipour, Shiraz, Mohammad Ali Mackizadeh, Isfahan, Paragenetic relationships of clintonite and spinel in Central Iran skarns as evidence of the formation of clintonite
- Higashi S (1982) Tobelite, a new ammonium dioctahedral mica. *Mineral J* 11:138-146
- Icenhower J P, London D (1995) An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite and coexisting peraluminous silicic melt at 200 Mpa (H_2O). *Am Mineral* 80:1229-1251
- Innocenti F., Kolios N., Manetti P., Mazzuoli R., Rita, F. & Villari L. (1984), "Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in northeastern Greece", *Bull. Volcanol.*, 47, 25-37.
- Ivanova T.I, Shtukenburg A.G., Punin Yu. O., Frank-Kamenetskaya O. V. and Sokolov P.B. (1998), "On the complex zonality in grandite garnets and implications", Department of crystallography, Saint-Petersburg State University, University Emb. 7/9, 199034 Saint-Petersburg, Russia, *Mineralogical Magazine*, December 1998, Vol. 62 (6), 857-868.
- Jackson W, West J (1930) The crystal structure of muscovite $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *Z Kristallogr* 76:
- Jackson W, West J (1933) The crystal structure of muscovite. *Z Kristallogr* 85:160
- Jameson R (1804) *System of Mineralogy*. Stewart, Edinburgh
- Jamtveit B. and Andersen T.B. (1992), "Morphological instabilities during rapid growth of metamorphic garnets: Physics and Chemistry of Minerals".
- Jamtveit B., Dahlgren S. & Austrheim H. (1997), "High-grade contact metamorphism of calcareous rocks from Oslo Rift, Southern Norway", *Amer. Mineral.* 82, 1241-1254.
- Jamtveit B., Vala Ragnarsdottir Kr. and Wood Bernard J. (1995), "On the origin of zoned grossular-andradite garnets in hydrothermal systems", Stuttgart 1995, 1399-1410.

- Jamtveit B., Wogelius R. A., Fraser D. G. (1993), "Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution", *Geology*, v. 21, February 1993, 113-116.
- Jones C.E., Tarney J., Baker J.H. and Gerouki F. (1992), "Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen?", *Tectonophysics*, 210, 295-314.
- Karfakis I. & Doutsos T. (1995), "Late orogenic evolution of the Circum – Rhodope Belt, Greece", *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 5, 305-319.
- Katerinopoulou A. Katerinopoulos A., Voudouris P., Bieniok A., Musso M., Amthauer G. (2009), "A multi-analytical study of the crystal structure of unusual Ti-Zr-Cr-rich Andradite from the Maronian skarn, Rhodope massif, western Thrace, Greece", *Original paper 2009*, 113-124.
- Kato T, Miura Y, Yoshii M, Maeda K (1979) The crystal structure of 1M-kinoshitalite, a new barium brittle mica and 1M-manganese trioctahedral micas. *Mineral J* 9:392-408
- Kauffmann 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)", *Bulletin de la Societe geologique de France* (7), 28,2, 225-230.
- Keppler H (1990) Ion exchange reactions between dehydroxylated micas and salt melts and the crystal chemistry of the interlayer cations in micas. *Am Mineral* 75:529-538
- Keusen HR, Peters T (1980) Preiswerkite, an Al-rich trioctahedral sodium mica from the Geisspfad ultramafic complex (Penninic Alps). *Am Mineral* 65:1134-1137
- Kilias A., Falalakis G. & Mountrakis, D. (1999), "Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the
- Kirwan R (1784) *Elements of Mineralogy*. London
- Knurr RA, Bailey SW (1986) Refinement of Mn-substituted muscovite and phlogopite. *Clays Clay Minerals* 34:7-16
- Kockel F., Mollat H. and Walther H.W. (1971), "Geologie des Servomazedonischen Massivs und seines Mesozoischen Rahmens", *Geol. Jahrb.*, 83, 7, 575-602.
- Koglin N., Reischmann T., Kostopoulos D., Matukov D. and Sergeev S. (2007), "SHRIMP ages and the origin of ophiolitic rocks from the NE Aegean region, Greece", *Geophysical Research Abstracts*, 9, paper 06848.
- Kokkinakis A. (1977), "Das Intrusivgebiet des Symvolon-Gebirges und von Kavala in Ostmakedonien, Griechenland", *Dissert, Ludwig-Maximilians-Universitat, Munchen*, 255.
- Kolocotroni C. (1992), "The emplacement and petrogenesis of the Vrontou granitoid pluton, Rhodope massif, NE Greece", *Unpubl. Ph.D. Thesis, Univ. Edinburgh, Edinburgh*, 425.
- Kopp K.O. (1969), "Geologic Thrakiens VI: Der Coban Dag (Frenk Bunar) westlich von Alexandroupolis", *Geotektonische Forschungen*, 31, 97-116.
- Kotopouli C.N. & Pe-Piper G. (1989), "Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks within the Hellenic Rhodope: a comparative study and petrogenetic implications", *N. Jb. Min. Abh.*, 161, 141-169.
- Kotopouli C.N. & Pe-Piper G. (1991), "Geochemistry of the Paraneion volcanic rocks, Hellenic Rhodope, Greece", *Chem. Erde*, 51, 13-22.
- Koukouvelas I. & Pe-Piper G. (1991), "The Oligocene Xanthi pluton, Northern Greece: a granodiorite emplaced during regional extension", *J. Geol. Soc. London*, 148, 749-758.
- Kouris C. (1980), "Geological map of Greece, Mesi-Xilagani sheet", scale 1:50.000. I.G.M.E., Athens.
- Liang J-J, Hawthorne FC, Novák M, Cerny P, Ottolini L (1995) Crystal-structure refinement of boromuscovite polytypes using a coupled Rietveld-static-structure energy-minimization method. *Can Mineral* 33:859-865
- Lin J-C, Guggenheim S (1983) The crystal structure of a Li, Be-rich brittle mica: a dioctahedraltrioctahedral intermediate. *Am Mineral* 68:130-142

- Locock A.J. (2008), "An excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets", *Computer & Geosciences*, 34, 1769-1780.
- Maben B.F, & Ζίγδης Ι.Γ. (1947), «Ο ορυκτός πλούτος της Ελλάδας», UNRRA, Αθήνα, σελ. 248.
- MacKinney JA, Mora CI, Bailey SW (1988) Structure and crystal chemistry of clintonite. *Am Mineral* 73:365-375
- Magganas A., Sideris C., and Kokkinakis A. (1991), "Marginal basin-island are origin of metabasic rocks of the Circum-Rhodope belt, Thrace, Greece", *Mineralogy and Petrology* 44, 235-252.
- Μαλτζου F. & Brooks M. (1989), "A geophysical investigation of post-Alpine granites and Tertiary sedimentary basins in northern Greece", *Jour. Geol. Soc.* 146, 53-59.
- Maratos F., Andronopoulos B. (1964), "Nouvelles donnees sur l'age de phyllites du Rhodope", *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 6, 113-132.
- Mathieson AMcL, Walker GF (1954) Crystal structure of magnesium vermiculite. *Am Mineral* 39:231-255
- Mazzucato E, Artioli G, Gualtieri A (1999) High temperature dehydroxylation of muscovite-2M1: a kinetic study by *in situ* XRPD. *Phys Chem Minerals* 26:375-381
- McCauley JW, Newnham RE (1973) Structure refinement of a barium mica. *Z Kristallogr* 137:360-307
- McCauley JW, Newnham RE, Gibbs GV (1973) Crystal structure analysis of synthetic fluorophlogopite. *Am Mineral* 58:249-254
- Melfos V. (2004), "Mineralogical and stable isotopic study of ancient white marble quarries in Larisa, Thessaly, Greece", *Bull Geol Soc Greece*, XXXVI/3, 1164-1172.
- Melfos V. Voudouris P.C. (2012), "Geological, Mineralogical and Geochemical Aspects for Critical and Rare Metals in Greece", *Minerals*, 2, 300-317.
- Melfos V., Vavelidis M., Christofides G. & Seidel E. (2002), "Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper molybdenum deposit, Thrace, Greece", *Mineral. Dep.*, 37, 648-688.
- Mica Crystal Chemistry and Influence of P-T-X on Atomistic Models* 91
- micas from Pikes Peak Batholith (central Colorado). *Am Mineral* 85:1275-1286
- Mineral* 76:1998-2002
- Mineral Mag* 59:149-157
- Minerals* 32:453-463
- Monier G, Robert J-L (1986) Titanium in muscovites from two mica granites: substitutional mechanisms and partition with coexisting biotite. *N Jahrb Mineral Abh* 153:147-161
- Mountrakis D. (2005), "Tertiary and Quaternary tectonics in Aegean area", In: Fytikas and Vougioukalakis Eds: *The South Aegean Active Volcanic arc.*, Elsevier, p. 1-10.
- Mountrakis D. (2006), "Tertiary and Quaternary tectonics of Greece", *Geological Society of America, Sp. Paper*, 409, 125-136.
- Mposkos E. & Krohe A. (2000), "Petrological and structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope Domain (N. Greece)" *Proceedings of the 3rd Intern. Conf. Geol. East. Mediterranean (Nicosia Cyprus)*, 221-232.
- Mposkos E. and Doryphoros K.(1993), "High temperature Skarns in the Maronia area (Ne Greece), *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, τόμος XXVIII/2, Πρακτικά 6ου Συνεδρίου, Μάιος 1993, σελ. 23-35.
- Muller F, Drits VA, Plançon A, Robert J-L (2000a) Structural transformations of 2:1 dioctahedral layer
- Muller F, Drits VA, Plançon A. Besson G (2000b) Dehydration of Fe³⁺, Mg-rich dioctahedral micas. (I):
- Muller F, Drits VA, Tsipursky SI, Plançon A (2000c) Dehydration of Fe³⁺, Mg-rich dioctahedral micas. (II): migration. *Clay Mineral* 35:505-514
- Neal CR, Taylor LA (1989) The petrography and composition of phlogopite micas from the Blue Ball kimberlite, Arkansas: A record of chemical evolution during crystallization. *Mineral Petrol* 40:207-224

- Neiva A.M.R., Christofides G., Eleftheriadis G. & Soldatos T. (1996), "Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, northern Greece", *Chem. Erde*, 56, 117-142.
- Ni Y, Hughes JM (1996) The crystal structure of nanpingite-2M2, the Cs end-member of muscovite. *Am Mineral* 81:105-110
- Olesch M, Seifert F (1976) Stability and phase relations of trioctahedral calcium brittle micas (clintonite group). *J Petrol* 17:291-314
- Owens B.E. (2000), "High-temperature contact metamorphism of calc-silicate xenoliths in the Kiglapait intrusion", Labrador. *Amer. Mineral.*, 85, 1595-1605.
- Papadopoulos P. (1982), "Geological map of Greece", Scale 1:50.000, Sheet Maronia. I.G.M.E., Athens.
- Papadopoulou L., Christofides G., Koroneos A., Bröcker M., Soldatos T. and Eleftheriadis G. (2004), "Evolution and origin of the Maronia pluton, Thrace, Greece", *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, τόμος XXVI, Πρακτικά 10ου Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη Απρίλιος 2004, σελ. 568-577.
- Papanikolaou D. (1984), "The three metamorphic belts of the Hellenides", In: *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Eds. Dixon, J.E & Robertson, A.H.F., *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 551-556.
- Papastavrou S. & Perdikatsis V. (1991), "The garnetite from Serifos", *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25/2, 291-300.
- Pascal M.L., Fontelles M., Verkaeren J., Piret R. & Marinacea S. (2001), "The melilite-bearing high-temperature skarns of the Apuseni Mountains, Carpathians, Romania", *Can. Mineral.*, 39, 1405-1434.
- Patiño Douce AE, Johnston AD, Rice JM (1993) Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *Am Mineral* 78:113-131
- Phillips W (1837) *An Elementary Introduction to Mineralogy*. Longman, London
- Phillips W (1852) *An Elementary Introduction to Mineralogy* (III edition). Longman, London
- Prieto M., Putnis A., Arribas J., Fernandez-Diaz L. (1992), "Ontogeny of barite crystals grown in a porous medium", *Min. Mag.*, 56, 587-598.
- Putnis A., Fernandez-Diaz L., Prieto M. (1992), "Experimentally produced oscillatory zoning in the (Ba, Sr)SO₄ solid solution", *Nature*, 358, 743-745.
- Radoslovich EW (1960) The structure of muscovite, KAl₂(Si₃Al)O₁₀(OH)₂. *Acta Crystallogr* 13:919-932
- Radoslovich EW (1960) The structure of muscovite. *Acta Crystallogr* 13:919-932
- Rancourt DG, Dang MZ, Lalonde AE (1992) Mössbauer spectroscopy of tetrahedral Fe³⁺ in trioctahedral micas. *Am Mineral* 77:34-93
- Rayner JH (1974) The crystal structure of phlogopite by neutron diffraction. *Mineral Mag* 39:850-856
- Rice J.(1979) Petrology of clintonite-bearing marbles in the Boulder aureole, Montana
- Richardson SM, Richardson JW (1982) Crystal structure of a pink muscovite from Archer's Post, Kenya: implications for reverse pleochroism in dioctahedral micas. *Am Mineral* 67:69-75
- Rieder M, Cavazzini G, D'yakonov YS, Frank-Kamenetskii VA, Gottardi G, Guggenheim S, Koval PV, Müller G, Neiva AMR, Radoslovich EW, Robert J-L, Sassi FP, Takeda H, Weiss Z, Wones DR (1998) Nomenclature of the micas. *Clays Clay Minerals* 46:586-595
- Rieder, M. et al., 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 36, pp. x-xx
- Rossi L (1857) *Nuovi principi mineralogici*. Antonelli, Venezia
- Russell J.K., Dipple G.M., Lang J.R. & Lueck B. (1999), "Major-element discrimination of titanian andradite from magmatic and hydrothermal environments: an example from the Canadian Cordillera", *Eur. J. Mineral.*, 11, 919-935.
- Russell RL, Guggenheim S (1999) Crystal structures of hydroxyphlogopite at high temperatures and heat-treated biotites: The influence of the O,OH,F site. *Can Mineral* 37:711-720
- Schaller WT, Carron NK, Fleischer M (1967) Ephesite, a trioctahedral member of margarite group. *Am.*

- Shtukenberg A.G., Punin Yu.O., Frank-Kamenetskaya O.V., Kovalev O.G. & Sokolov P.B. (2001), "On the origin of anomalous birefringence in grandite garnets". *Mineralogical Magazine*, 65, 445-459.
- Sidorenko OV, Zvyagin BB, Soboleva SV (1975) Crystal structure refinement for 1M dioctahedral mica. *Sov Phys Crystallogr* 20:332-335
- silicates during dehydroxylation-rehydroxylation reactions. *Clays Clay Minerals* 48:572-585
- Smith JV, Yoder HS Jr (1956) Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Mineral Mag* 31:209-235
- Soldatos T. & Christofides G. (1986), "Rb-Sr geochronology and origin of the Elatia pluton, central Rhodope, North Greece", *Geologica Balcanica*, 16(1), 15-23.
- Soldatos T., Koroneos A., Christofides G. & Del Moro A. (2001a), "Geochronology and origin of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data", *N. Jb. Min. Abh.*, 176, 179-209.
- Soldatos T., Koroneos A., Del Moro A. & Christofides G. (2001b), "Evolution of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece)", *Chem. Erde*, 61, 92-116.
- Soldatos T., Poli G., Christofides G., Eleftheriadis G., Koroneos A. & Tomassini S. (1998), "Petrology and evolution of transitional alkanine-subalkaline granitoids from Vrontou (NE Greece): evidence for fractional crystallization and magma mixing", *Acta Vulcanologica*, 10(2), 319-330.
- Speer J A (1984) Micas in igneous rocks. *Rev Mineral* 13:299-356
- Steiger R.H. & Jager E. (1977), "Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry", *Earth planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- Steinfink U (1962) Crystal structure of a trioctahedral mica: Phlogopite. *Am Mineral* 47:886-896
- Structural transformation. *Clay Mineral* 35:491-504
- Takeda H, Haga N, Sadanaga R (1971) Structural investigation of a polymorphic transition between 2M2-1M-lepidolite and 2M1-muscovite. *Mineral J* 6:203-215
- Takeda H, Ross M (1975) Mica polytypism: Dissimilarities in the crystal structures of coexisting 1M and 2M1 biotite. *Am Mineral* 60:1030-1040
- Takéuchi Y (1965) Structures of brittle micas. *Clays Clay Minerals* 13:1-25
- Tateyama H, Shimoda S, Sudo T (1974) The crystal structure of synthetic MgIV mica. *Z Kristallogr* 139:196-206
- Tepikin EV, Drits VA, Alexandrova VA (1969) Crystal structure of iron biotite and construction of structural models for trioctahedral micas. *Proc 4th Int'l Clay Conf, Tokyo*, p 43-49
- Theodorikas S. (1982), "The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres-Drama granitic complex, Northern Greece", *Ph.D. Thesis, Univ. Keele*, 415.
- Toraya H (1981) Distortions of octahedral and octahedral sheets in 1M micas and the relation to their stability. *Z Kristallogr* 157:173-190
- Toraya H, Iwai S, Marumo F, Hirao M (1978c) The crystal structure of germanate micas $\text{KMg}_3\text{Ge}_3\text{AlO}_{10}\text{F}_2$. *Mineral J* 9:221-230
- Toraya H, Iwai S, Marumo F, Nishikawa T, Hirao M (1978b) The crystal structure of synthetic mica $\text{KMg}_{2.75}\text{Si}_{3.5}\text{Al}_{0.5}\text{O}_{10}\text{F}_2$. *Mineral J* 9:210-220
- Triboulet C. (1992), "The (Na-Ca) amphibole-albite-chorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. An empirical calibration", *J. Metamorphic Geol.*, 10, 545-556.
- Tsipursky SI, Drits VA (1984) The distribution of octahedral cations in the 2:1 layers of dioctahedral smectites studied by oblique-texture electron diffraction. *Clay Minerals* 19:177-193
- Tsipursky SI, Kameneva MYu, Drits VA (1985) Structural transformations of Fe³⁺-containing 2:1 dioctahedral phyllosilicates in the course of dehydroxylation. *5th Meet Eur Clay Groups, Prague*, p 569-577
- Voudouris P. & Katerinopoulos A. (2004), "New occurrences of mineral megacrysts in Tertiary magmatic-hydrothermal and epithermal environments in Greece", *Documenta Naturae*, 151, 1-21.
- Wang Y. & Merino E. (1992), "Dynamic model of oscillatory zoning of trace elements in calcite Double layer, inhibition, and self-organization", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 587-596.
- Warburton granodiorite, Lachlan Fold Belt (Australia). *Eur J Mineral* 10:855-864

Wardle R, Brindley GW (1972) The crystal structures of pyrophyllite-1Tc and of its dehydroxylate. *AmMineral* 57:732-750

Weiss Z, Rieder M, Chmielová M (1992) Deformation of cocoordination polyhedra and their sheets in phyllosilicates. *Eur J Mineral* 4:665-682

Wimmenauer W. (1985), "Petrographie der magmatischen und metamorphen Gestein", Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Winkler H.G.F. (1979), "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Wyckoff R (1924) The Structure of Crystals. Chemical Catalog, New York

Yardley B.W.D., Rochelle C.A., Barnicoat A.C. and Loyd G.E. (1991), "Oscillatory zoning in metamorphic minerals", *Mineralogical Magazine*, v. 55, 357-365.

Tranos M., Kiliass A., & Mountrakis D. (1999), "Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece", *Bull. Geol. Soc. Gr.*, 33, 5-16.

Ιστοσελίδες

http://old.igme.gr/05_maroneia_greek_s.pdf

<http://www.geo.auth.gr>

<http://www.livepedia.gr/index.php>

http://greek_greek.enacademic.com