



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΚΑΡΑΣΤΕΡΓΙΟΣ ΣΤΥΛΙΑΝΟΣ

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΚΑΠΟΛΙΘΟΥ ΣΤΗΝ ΕΠΑΦΗ ΓΝΕΥΣΙΟΥ –
ΜΑΡΜΑΡΟΥ, ΟΛΥΜΠΙΑΔΑ, Β.Α. ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2018



ΚΑΡΑΣΤΕΡΓΙΟΣ ΣΤΥΛΙΑΝΟΣ

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΚΑΠΟΛΙΘΟΥ ΣΤΗΝ ΕΠΑΦΗ ΓΝΕΥΣΙΟΥ –
ΜΑΡΜΑΡΟΥ, ΟΛΥΜΠΙΑΔΑ, Β.Α. ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας

Τομέας Πετρολογίας-Ορυκτολογίας

Επιβλέπουσα Καθηγήτρια

Λαμπρινή Παπαδοπούλου, Επίκουρη Καθηγήτρια

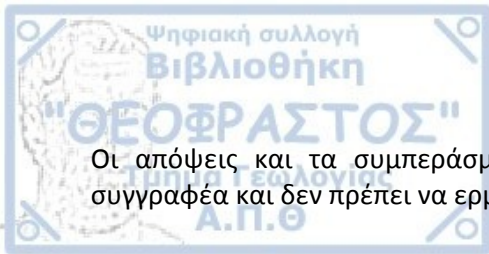


© ΚΑΡΑΣΤΕΡΓΙΟΣ ΣΤΥΛΙΑΝΟΣ, ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ, 2018

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΚΑΠΟΛΙΘΟΥ ΣΤΗΝ ΕΠΑΦΗ ΓΝΕΥΣΙΟΥ – ΜΑΡΜΑΡΟΥ, ΟΛΥΜΠΙΑΔΑ, Β.Α. ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ

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



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



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

| | |
|--|-----------|
| Περίληψη | 5 |
| Abstract | 6 |
| 1. Εισαγωγή | 7 |
| 2. Γεωλογία | 9 |
| 2.1 Γεωλογία της Σερβομακεδονικής Μάζας | 9 |
| 2.2 Μεταμόρφωση και Τεκτονική | 11 |
| 2.3 Μαγματισμός | 15 |
| 3. Μεταμόρφωση | 17 |
| 3.1 Ορισμός | 17 |
| 3.2 Περιοχική Μεταμόρφωση | 17 |
| 3.3 Περιοχική μεταμόρφωση στην περιοχή μελέτης | 20 |
| 4. Σκαπόλιθος | 23 |
| 4.1 Ομάδα Σκαπόλιθου | 23 |
| 4.2 Ιδιότητες Σκαπόλιθου | 25 |
| 4.3 Ορυκτοχημεία – Κρυσταλλοδομή Σκαπόλιθου | 26 |
| 5. Αναλυτικές Μέθοδοι | 30 |
| 6. Μελέτη του σκαπόλιθου στην επαφή γνευσίου-μαρμάρου | 31 |
| 6.1 Μικροσκοπικές παρατηρήσεις | 31 |
| 6.2 Χημική Ανάλυση Σκαπολίθων και Ορυκτών της Παραγένεσης | 36 |
| 7. Γένεση | 65 |
| 8. Συζήτηση – Συμπεράσματα | 66 |
| Βιβλιογραφία | 73 |



Σε αυτή την εργασία μελετάται η ορυκτολογική σύσταση σκαπόλιθου που εμφανίζεται στην επαφή γνεύσιου και μαρμάρου στη Β.Α. Χαλκιδική, στην περιοχή της Ολυμπιάδας. Ο βιοτιτικός γνεύσιος και το μάρμαρο ανήκουν στην ενότητα Κερδυλλίων της Σερβομακεδονικής Μάζας. Ο σκαπόλιθος δημιουργείται στην επαφή των δύο αυτών πετρωμάτων από μετασωματικές διεργασίες και βρίσκεται σε παραγένεση με διοψίδιο, ασβεστίτη, αμφίβολο (μαγνησιο- και σιδηροκεροσίλβη), τιτανίτη, αλλανίτη, χαλαζία, πλαγιόκλαστο και Κ-άστριο. Η ρευστή φάση που έδωσε τον σκαπόλιθο περιείχε Na και Si και ήταν πλούσια σε CO₂ και φτωχή σε H₂O. Θεωρείται ότι ο σκαπόλιθος που βρίσκεται δίπλα στον ασβεστίτη σχηματίστηκε περίπου στους 700°C, ενώ ο σκαπόλιθος που είναι σε επαφή με τον πυρόξενο, δημιουργήθηκε σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, περίπου 550-600°C. Τα ρευστά διαλύματα που πήραν μέρος στο σχηματισμό του σκαπόλιθου θεωρείται ότι προήλθαν από τους κύριους πυριγενείς όγκους που υπάρχουν στην περιοχή μελέτης, τον γρανοδιορίτη του Στρατωνίου και τους πορφύρες της περιοχής των Σκουριών.



Abstract

In this study, the mineralogical composition of scapolite that occurs at the gneiss-marble contact in the area of Olympiada, NE Chalkidiki, is investigated. The biotite-gneiss and the marble belong to the Kerdyllia unit of the Serbomacedonian Massif. Scapolite occurs at the contact of these rocks as a result of metasomatic processes and is found with diopside, calcite, amphibole (magnesian- and ferrohornblende), titanite, allanite, quartz, plagioclase and K-feldspar. The fluid phase that produced scapolite contained Na and Si whereas it was rich in CO₂ and poor in H₂O. It is considered that scapolite which occurs in contact to calcite was formed at approximately 700°C while scapolite in contact with diopside was formed at lower temperatures, approximately 550-600°C. The fluids that took place in the formation of scapolite derived from the major magmatic bodies that are located in the study area, i.e. the Stratoní granodiorite and the porphyries occurring in the area of Skouries.



1. Εισαγωγή

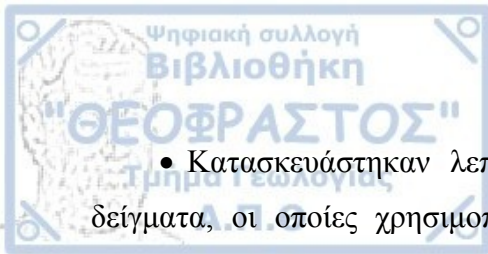
Ο σκοπός της εργασίας αυτής είναι η ορυκτολογική και χημική μελέτη του ορυκτού σκαπόλιθου που εμφανίζεται στην επαφή γνευσίου – μαρμάρου στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Ολυμπιάδας, Χαλκιδικής. Τα πετρώματα αυτά ανήκουν στην ενότητα Κερδυλλίων της Σερβομακεδονικής Μάζας. Επίσης, θα γίνει προσπάθεια προσδιορισμού των συνθηκών σχηματισμού του σκαπόλιθου.

Στην Ελλάδα έχουν βρεθεί κι άλλες θέσεις στις οποίες υπάρχουν εμφανίσεις του σκαπόλιθου. Έχουν δημοσιευτεί εργασίες για τον σκαπόλιθο στο skarn της νήσου της Σερίφου (Μπόσκος Ε. 1978), σε χαλαζιακούς αμφιβολίτες στην περιοχή της Σάρτης στη χερσόνησο της Σιθωνίας Χαλκιδικής (Kassoli-Fournaraki 1991), σε εκλογίτες της ενότητας Κύμης στη Μάζα της Ροδόπης (Μπόσκος και Μπαζιώτης 2005), καθώς και σε αμφιβολίτες της ενότητας Κερδυλλίων στην Σερβομακεδονική μάζα (Κασώλη-Φουρνάρη 1981). Επίσης, σκαπόλιθος έχει εντοπιστεί στο χωριό Λευκόπετρα στην περιοχή της Ξάνθης, ο οποίος έχει σχηματιστεί από τη διείσδυση του πλουτωνίτη της Ξάνθης στα περιβάλλοντα πετρώματα. Συγκεκριμένα ο σκαπόλιθος εντοπίζεται σε δυο θέσεις μία βόρειο-βορειοδυτικά του χωριού στην επαφή γρανοδιόριτη με βιοτιτικό γνεύσιο και μία βόρειο-βορειοανατολικά στην επαφή μονζονίτη με ψαμμίτες μέσα στους οποίους παρατηρούνται φλέβες ανδεσιτικής σύστασης.

Ο σκαπόλιθος μπορεί να είναι προϊόν τόσο θερμικής όσο και περιοχικής μεταμόρφωσης. Αντιπροσωπευτικά παραδείγματα σκαπόλιθου θερμικής μεταμόρφωσης είναι της Ξάνθης και της Σερίφου. Ωστόσο, στην εργασία αυτή, ο σκαπόλιθος είναι προϊόν μετασωμάτωσης που συντελείται στην επαφή γνευσίου και μαρμάρου.

Στην συνέχεια, ακολουθούν τα στάδια της παρούσας εργασίας:

1. Βιβλιογραφική έρευνα για την γενική γεωλογία της ευρύτερης περιοχής καθώς και για τον σκαπόλιθο.
2. Δειγματοληψία σκαπόλιθου από την επαφή γνευσίου-μαρμάρου.
3. Εργαστηριακή έρευνα και μελέτη κατά την οποία:



- Κατασκευάστηκαν λεπτές και λεπτές-στιλπνές τομές από αντιπροσωπευτικά δείγματα, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στα επόμενα στάδια μελέτης γι' αυτήν την εργασία.

4. Ορυκτοχημεία σκαπόλιθου:

- Χημική ανάλυση λεπτών στιλπνών τομών για την εύρεση των κύριων στοιχείων των ορυκτών συστατικών με χρήση του ηλεκτρονικού σαρωτικού μικροσκοπίου, συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (S.E.M.-E.D.S.) στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ.

- Προσδιορισμός του χημικού τύπου τόσο του σκαπόλιθου όσο και των συνοδών ορυκτών της τομής με ταυτόχρονη δημιουργία διαγραμμάτων τα οποία υποδεικνύουν τις μεταξύ τους σχέσεις.

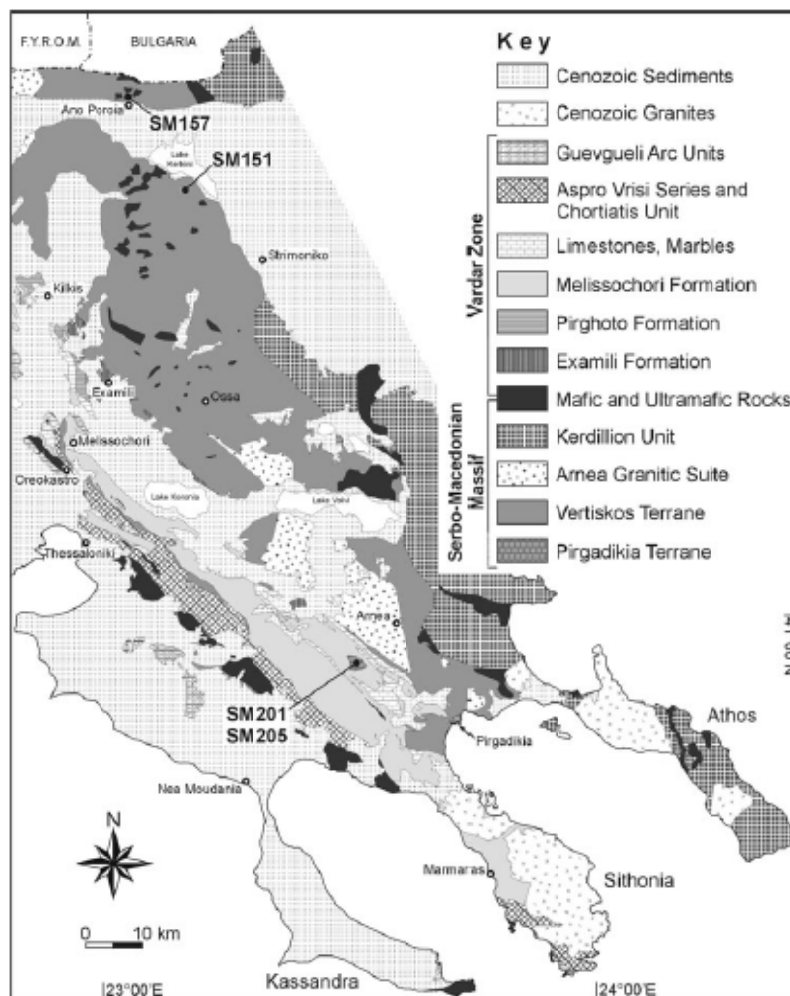
5. Επεξεργασία των αποτελεσμάτων και εξαγωγή των αναλόγων συμπερασμάτων.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες προς την Επίκουρη Καθηγήτρια του τομέα κ. Λαμπρινή Παπαδοπούλου, η οποία μου εμπιστεύτηκε το συγκεκριμένο θέμα. Η αρωγή της καθώς και η επίβλεψή της σε καθένα από τα παραπάνω στάδια που πλαισίωσαν την εργασία αυτή, ήταν καθοριστικοί παράγοντες για το παρόν αποτέλεσμα, ενώ και η συνεργασία μας ήταν, αν μη τι άλλο, παρά τέλεια και επικοινωνιακή.

2. Γεωλογία

2.1 Γεωλογία της Σερβομακεδονικής Μάζας

Η Σερβομακεδονική μάζα αποτελεί μια επιμήκη λωρίδα πετρωμάτων η οποία εκτείνεται από τον ποταμό Δούναβη μέχρι και τη χερσόνησο του Άθω στην Χαλκιδική. Η ζώνη αυτή τοποθετείται δυτικά της μάζας της Ροδόπης, με όριό τους να θεωρείται το ρήγμα αποκόλλησης (detachment fault) του ποταμού Στρυμόνα στην πεδιάδα των Σερρών, ενώ επίσης θεωρείται και τμήμα της Ελληνικής ενδοχώρας, μαζί με τη Ροδόπη (Jaranov 1960, Dimitrievic & Ciriè 1967).



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Σερβομακεδονικής μάζας (Himmerkus et al. 2006b, 2007).

Η Σερβομακεδονική μάζα έχει αποτελέσει ένα μεγάλο γεωλογικό πρόβλημα στο ελληνικό ορογενές καθώς μένουν αναπάντητα πολλά ερωτήματα όσον αφορά το δυτικό της όριο με την Περιοδοτική ζώνη, την ηλικία των δύο ενοτήτων της και την αρχική της προέλευση. Γι' αυτό το λόγο αναπτύχθηκαν πολλές απόψεις έτσι ώστε να δοθεί λύση στα παραπάνω ερωτήματα. Για τις ανάγκες αυτής της εργασίας, θα αναφερθούν παλαιές, αλλά και κυρίως νέες απόψεις.

Δύο μεγάλες ενότητες συγκροτούν την Σερβομακεδονική μάζα: Η κατώτερη και παλαιότερη ενότητα των Κερδυλλίων, όπου τοποθετείται και η περιοχή μελέτης, και η ανώτερη και νεώτερη ενότητα του Βερτίσκου (Kockel & Walther 1968).

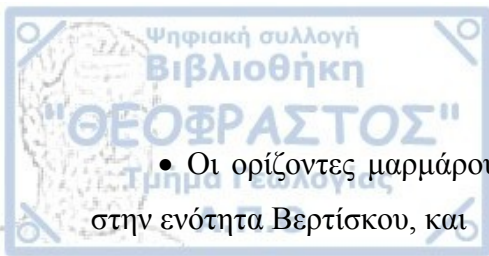
Σε γενικά πλαίσια, οι πετρολογικές συστάσεις των δυο ενοτήτων δεν διαφέρουν, καθώς και στις δυο, τα κυρίαρχα συστατικά είναι πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα. Παρόλα αυτά, θα γίνει αναφορά ξεχωριστά στις συστάσεις των ενοτήτων και θα αναφερθούν και ορισμένες διαφορές τους.

Η ενότητα Βερτίσκου, αποτελείται από μιγματίτες, γνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και λεπτούς ορίζοντες μαρμάρου. Επίσης, στους ανώτερους ορίζοντες της ενότητας, συναντώνται μεταγάββροι-μεταδιαβάσες και αμφιβολίτες, οι οποίοι προήλθαν από μεταμόρφωση πυριγενών πετρωμάτων και παρατηρούνται σαν φακοειδή σώματα μέσα στους γνεύσιους.

Η ενότητα Κερδυλλίων, η οποία πιθανολογείται ότι έχει και τα παλιότερα πετρώματα στον ελληνικό χώρο (Kockel et al. 1977) αποτελείται από μιγματίτες, βιοιτιτικούς γνεύσιους, γρανατούχους γνεύσιους, αμφιβολίτες, εν μέρει εκλογίτες, πολλοί από τους οποίους έχουν υποστεί ανάδρομη μεταμόρφωση και μάρμαρα. Επίσης, εμφανίζονται κατά θέσεις ανατηκτικά φαινόμενα τα οποία δημιούργησαν λευκοσώματα.

Οι δύο ενότητες μοιάζουν αρκετά, αλλά υπάρχουν ορισμένες διαφορές οι οποίες καθόρισαν και το διαχωρισμό τους:

- Σε γενικό πλαίσιο, η ενότητα Βερτίσκου έχει υποστεί χαμηλότερου βαθμού μεταμόρφωση από την ενότητα Κερδυλλίων.



- Οι οριζόντες μαρμάρου στην ενότητα Κερδυλλίων είναι παχύτεροι από αυτούς στην ενότητα Βερτίσκου, και

- Σε ορισμένες θέσεις στην ενότητα Βερτίσκου παρατηρούνται τεκτονικά τοποθετημένα σερπεντινικά σώματα τα οποία απουσιάζουν από την ενότητα Κερδυλλίων.

Η Σερβομακεδονική μάζα, θεωρείται ότι ανήκει μαζί με τη Μάζα της Ροδόπης, στην ήπειρο της Λαυρασίας και παλαιογεωγραφικά τοποθετούνται στο περιθώριό της (Kilias et al. 1999).

Τέλος, το δυτικό όριο της Σερβομακεδονικής μάζας με την Περιοδοπική ζώνη (Kaufmann et al. 1976, Kockel et al. 1977) αποτέλεσε ένα δύσκολο γεωλογικό πρόβλημα. Η επικρατέστερη άποψη όμως, αναφέρει ότι τα ιζήματα Περμο-Τριαδικής ηλικίας που βρίσκονται στο δυτικό όριο της Σερβομακεδονικής, ανήκουν εξ' ολοκλήρου στην Περιοδοπική ζώνη η οποία έχει τον ρόλο της ηπειρωτικής κατωφέρειας της Σερβομακεδονικής μάζας.

2.2 Μεταμόρφωση και Τεκτονική

Η σύνθετη φύση της Σερβομακεδονικής μάζας έκανε πολλούς ερευνητές να προχωρήσουν σε πολυάριθμες μελέτες, των οποίων τα συμπεράσματα έχουν αποδείξει σε γενικά πλαίσια, ότι στη Σερβομακεδονική μάζα αναγνωρίζονται 3 κύρια μεταμορφικά γεγονότα, τα οποία συνέβησαν σε τρεις, ίσως και τέσσερις αντίστοιχες τεκτονικές-ορογενετικές φάσεις πτυχώσεων (Δημητριάδης 1974, Κασώλη-Φουρναράκη 1981, Σακελλαρίου 1989, Kilias et al. 1999 κ.α.).

Η πρώτη μεταμορφική φάση περιλαμβάνει μια υψηλής πίεσης και θερμοκρασίας εκλογιτική μεταμόρφωση η οποία επιδρά στα προϋπάρχοντα πετρώματα. Παράλληλα σε αυτό το γεγονός, δημιουργείται και μια νέα σχιστότητα, πάνω στην παλιά γράμμωση που κατείχαν τα πετρώματα (Σακελλαρίου 1989). Οι πρωτόλιθοι αυτής της μεταμόρφωσης πιθανότατα ήταν παλιά βασικά πυριγενή πετρώματα, τα οποία παρατηρούνται σήμερα σε όλη τη Σερβομακεδονική ως «αμφιβολιτωμένοι εκλογίτες» (Μουντράκης 2010). Για την

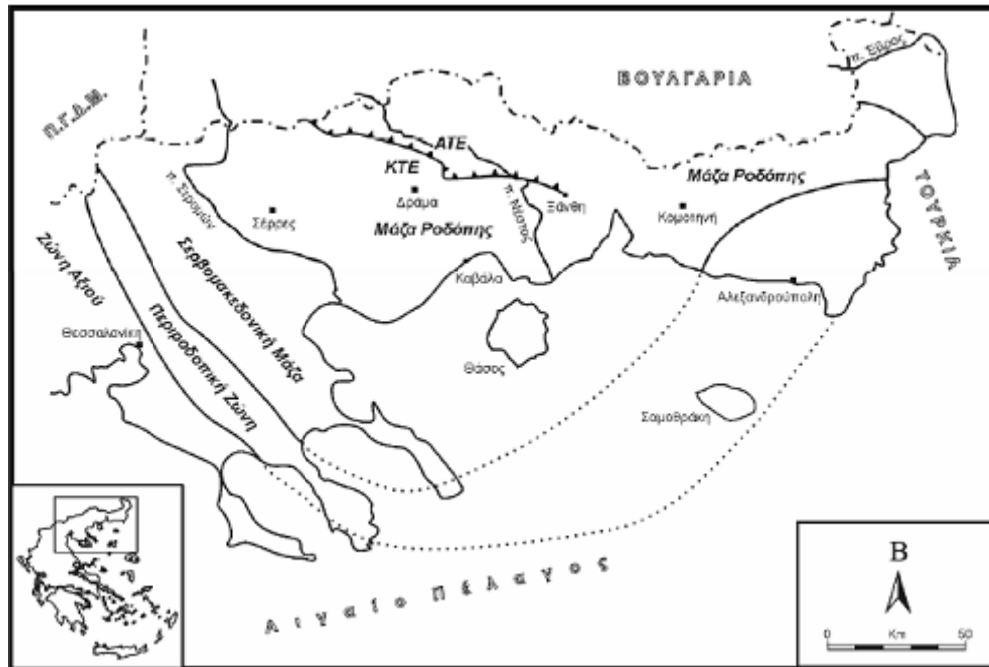
ηλικία της μεταμόρφωσης έχουν προταθεί πολλές απόψεις. Ωστόσο πολλές από αυτές συμπίπτουν, και τοποθετούν το πρώτο μεταμορφικό γεγονός στο Παλαιοζωικό, πριν την Ερκύνια ορογένεση (Δημητριάδης 1974, Κασώλη-Φουρναράκη 1981, Σακελλαρίου 1989, Κούρου 1991, Σιδηρόπουλος 1991, Dimitriadis & Godelitsas 1991, Himmerkus et al 2006a).

Η δεύτερη μεταμορφική φάση, αναφέρεται ως ανάδρομη της πρώτης φάσης. Πρόκειται δηλαδή για μια μεταμόρφωση μέσου βαθμού η οποία ταυτίζεται με τις συνθήκες της κάτω αμφιβολιτικής φάσης. Η επίδραση της συγκεκριμένης φάσης, φαίνεται σχεδόν σε όλη την έκταση της Σερβομακεδονικής μάζας, και στις 2 ενότητες, Βερτίσκου και Κερδυλλίων, σε αντίθεση με την εκλογιτική που αναφέρθηκε πριν, η οποία φαίνεται κυρίως στην ενότητα Κερδυλλίων, παρά στην ενότητα Βερτίσκου. Πιο εύστοχα, έχει παρατηρηθεί η παραγένεση: Χαλαζίας + Σταυρόλιθος + Βιοτίτης + Mg-ούχος Χλωρίτης ± Γρανάτης (Σακελλαρίου 1989) και επιβεβαιώνεται η επίδραση της κάτω αμφιβολιτικής φάσης. Παράλληλα χρονικά σε αυτό το δεύτερο μεταμορφικό επεισόδιο, δημιουργείται η κύρια σχιστότητα που παρατηρείται και σήμερα στα πετρώματα τα οποία επίσης δέχονται και έντονη παραμόρφωση. Η ηλικία που συνέβη το δεύτερο μεταμορφικό επεισόδιο είναι αρκετά αμφιλεγόμενη. Κάποιοι ερευνητές αποδίδουν ηλικία 300 εκ. ετών κατά τη διάρκεια της Ερκύνιας ορογένεσης στο άνω Παλαιοζωικό, άλλοι δε, την τοποθετούν σε μια προ-Ερκύνια εποχή. Ωστόσο, πιο αποδεκτή ηλικία σύμφωνα με τους Kiliias et al. (1999), θεωρείται το Ιουρασικό με κάτω Κρητιδικό. Κατά την περίοδο αυτή ίσως να δημιουργήθηκαν και οι μιγματίτες στην ενότητα Κερδυλλίων λόγω των έντονων ανατηκτικών γεγονότων που έλαβαν χώρα.

Τέλος, το τρίτο και τελευταίο μεταμορφικό γεγονός είναι χαμηλότερου βαθμού στην πρασινοσχιστολιθική φάση, το οποίο παρατηρείται κατά θέσεις στα πετρώματα της Σερβομακεδονικής μάζας. Η ηλικία αυτής της μεταμόρφωσης είναι επίσης αμφιλεγόμενη. Έχουν προταθεί ηλικίες Κρητιδικού και Τριτογενούς. Η κυριότερη άποψη όμως (Kiliias et al. 1999), φαίνεται να τοποθετεί αυτό το μεταμορφικό γεγονός στο Άνω Κρητιδικό.

Μετά την επίδραση της πρασινοσχιστολιθικής φάσης, έχουμε την "ψύξη" της Σερβομακεδονικής, η οποία αρχίζει στα πετρώματά της αμέσως μετά το τέλος της

τελευταίας μεταμορφικής φάσης, και συνοδεύεται από θραυσιγενείς τεκτονικές συνθήκες (brittle tectonics), σε όλη τη διάρκεια του Τριτογενούς.



Σχήμα 2. Γεωτεκτονικός χάρτης της ελληνικής ενδοχώρας (εσωτερικές ζώνες) (Kilias et al. 1997).

Η τεκτονική εξέλιξη της Σερβομακεδονικής μάζας, έχει μελετηθεί τόσο από Έλληνες όσο και από ξένους ερευνητές. Σε γενικές γραμμές, τα μεγάλα τεκτονικά γεγονότα που επηρέασαν την εξέλιξη της Σερβομακεδονικής μάζας, ταυτίζονται χρονικά με τα κύρια μεταμορφικά γεγονότα, όπως έχει ήδη αναφερθεί στη πρώτη παράγραφο του κεφαλαίου.

Το πρώτο τεκτονικό γεγονός τοποθετείται στο Άνω Παλαιοζωικό περίπου κατά την Ερκύνια ορογενετική περίοδο, όπως έχει προταθεί από διάφορους ερευνητές (Spasov 1961, Borsi et al. 1965, Bonev 1966, Dimitrijević και Cirić 1966, Dimitrijević 1974, Kockel et al. 1977, Σακελλαρίου 1989). Πρόκειται για ένα τεκτονικό γεγονός το οποίο πτυχώνει τα πετρώματα και δημιουργεί ισοκλινείς πτυχές οι οποίες είναι συμμεταμορφικές ως προς την πρώτη κύρια εκλογιτική μεταμόρφωση.

Στη συνέχεια, κατά την περίοδο του Κρητιδικού, η Σερβομακεδονική μάζα θα υποστεί μία δεύτερη τεκτονική δράση, η οποία αναφέρεται και αυτή ως συμμεταμορφική

με τη δεύτερη αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωση. Δημιουργούνται έτσι ισοκλινείς ασύμμετρες πτυχές με άξονες ΒΔ-ΝΑ και η κύρια σχιστότητα των πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής, που παρατηρείται σήμερα στο ύπαιθρο. Μέχρι και το Ιουρασικό-Κρητιδικό, η Σερβομακεδονική μάζα, βρισκόταν υπό καθεστώς έντονης συμπίεσης, βάσει των τεκτονικών και μεταμορφικών γεγονότων που αναφέρθηκαν. Ωστόσο, κατά το Άνω Κρητιδικό παρατηρούνται και μερικές εκτατικές δομές (Kilias et al 1999, Φαλαλάκης 2004).

Στο τέλος του Κρητιδικού με αρχές του Τριτογενούς, εμφανίζεται στην Σερβομακεδονική μια τρίτη σειρά πτυχώσεων, οι οποίες εκφράζουν έντονη συμπίεση η οποία συνδέεται χρονικά με την τελική σύγκρουση των δύο πλακών, της Λαυρασίας με την Απουλία. Κατά τη διάρκεια αυτού του γεγονότος παρατηρούνται μεγάλες λεπιώσεις των πετρωμάτων, τεκτονικές επωθήσεις αλλά και αναστροφή των στρωμάτων κυρίως στα όρια της ζώνης με την Περιοδοπική.

Κατά την περίοδο του Τριτογενούς, σε όλη την έκταση της Σερβομακεδονικής παρατηρείται μια εκτατική τεκτονική πλαστικών συνθηκών, κατά την οποία δημιουργούνται αρκετές τεκτονικές δομές που συναντώνται σε εφελκυστικές συνθήκες (Kockel et al. 1977, Κασώλη-Φουρναράκη 1981, Dixon and Dimitriadis 1984, Chatzidimitriadis et al. 1985, Papadopoulos and Kilias 1985, Sakellariou 1989, Kilias et al. 1999, Φαλαλάκης 2004). Όπως παρατηρείται, το τεκτονικό αυτό γεγονός έδωσε μια διαμπερή σχιστότητα διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ, αλλά και μια γράμμωση έκτασης στην ίδια ακριβώς διεύθυνση και ταυτίζεται με την ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση που υπέστη η Σερβομακεδονική.

Συνεχίζοντας στο Τριτογενές, και κατά την διάρκεια του Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου αλλά και μέχρι το μέσο Μειόκαινο, οι συνθήκες παραμένουν εκτατικές με έναν ημι-πλαστικό χαρακτήρα. Δημιουργούνται επιπλέον ζώνες διάτμησης αλλά και σχιστότητα και γράμμωση έκτασης με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (Kilias et al. 1999).

Τέλος, κατά τη διάρκεια του άνω Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου, οι συνθήκες παραμένουν εκτατικές, αποκτούν όμως έναν καθαρά θραυστιγενή χαρακτήρα, με τη δημιουργία μεγάλων κανονικών ρηγμάτων με μεγάλες γωνίες κλίσης. Αυτή τη χρονική



περίοδο δημιουργείται και το μεγάλο ρήγμα αποκόλλησης (detachment fault) μικρής γωνίας κλίσης στον ποταμό Στρυμόνα, το οποίο δημιουργεί τη λεκάνη των Σερρών, και το οποίο αποτελεί και το όριο ανάμεσα στη Σερβομακεδονική μάζα και τη μάζα της Ροδόπης (Kockel & Walther 1965, Mercier 1966).

Όμως, νέες απόψεις για τη Σερβομακεδονική μάζα, θεωρούν ότι αποτελεί πλέον μαζί με τη Μάζα της Ροδόπης, το ενιαίο περιθώριο της Λαυρασιατικής ηπείρου. Σύμφωνα με τους Kydonakis et al. (2015), η Μάζα της Ροδόπης υποδιαιρείται σε τρία πεδία (domains): α) πεδίο Βόρειας Ροδόπης, β) σύμπλεγμα πυρήνα (core complex) της Νότιας Ροδόπης και, γ) το τέμαχος της Χαλκιδικής. Η Σερβομακεδονική μάζα, με εξαίρεση την ενότητα Κερδυλλίων που εντάσσεται στο core complex της Νότιας Ροδόπης, συμπίπτει με το τέμαχος της Χαλκιδικής.

2.3 Μαγματισμός

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη ενότητα, η σύσταση της Σερβομακεδονικής μάζας, περιλαμβάνει σε μεγάλο ποσοστό μεταμορφωμένα αλλά και πυριγενή πετρώματα. Πολλαπλά μαγματικά επεισόδια έχουν λάβει χώρα σε ένα χρονικά γεωλογικό εύρος, από το κάτω Παλαιοζωικό μέχρι και το άνω Τριτογενές, με αποτέλεσμα την εμφάνιση πολλών μαγματικών διεισδύσεων σε όλη την έκταση της Σερβομακεδονικής μάζας.

Έτσι λοιπόν, το πρώτο μαγματικό επεισόδιο τοποθετείται στο κάτω Παλαιοζωικό, συγκεκριμένα κοντά στο Ορδοβίσιο (460-450 εκ. χρ.) όπου μαγματικές διεισδύσεις διαπερνούν τα πολύ παλιά μεταμορφωμένα πετρώματα. Τα πυριγενή πετρώματα που δημιουργήθηκαν, τα οποία ήταν γρανίτες ως επί το πλείστον, βρίσκονται σήμερα ως ορθογενέσιοι, αποτέλεσμα των κινήσεων που έγιναν κατά την Καληδονική αλλά και την Ερκύνια ορογενετική περίοδο (Kostopoulos et al. 2001).

Στη συνέχεια, ακολουθεί η δεύτερη φάση μαγματισμού που τοποθετείται στο Λιθανθρακοφόρο με Πέρμιο. Το μαγματικό αυτό γεγονός συνδέεται με την Ερκύνια ορογένεση η οποία συντελέστηκε πριν από 300 εκ. χρόνια. Η σύσταση αυτού του

μαγματισμού ήταν ασβεσταλκαλική και έδωσε τον γρανίτη της Ολυμπιάδας στην ΒΑ Χαλκιδική, ο οποίος έχει μεταμορφωθεί πλέον σε ορθογενέσιο (Δημητριάδης 1974, Himmerkus et al. 2006b).

Η επόμενη φάση μαγματισμού τοποθετείται χρονικά στο Κάτω με Μέσο Τριαδικό, με ηλικία περίπου 240 εκ. χρόνια. Η σύσταση αυτής της φάσης ήταν αλκαλική. Την ίδια περίοδο συμβαίνει η διάσπαση της Παγγαίας ηπείρου, και οι ερευνητές σχετίζουν αυτή τη φάση με αυτό το μέγα τεκτονικό γεγονός. Επίσης, γίνεται το ξεκίνημα της Αλπικής ορογένεσης. Προϊόντα αυτού του μαγματισμού αποτελεί ο γρανίτης της Αρναίας ο οποίος αναφέρεται ως Α-τύπου. Η σχιστοποίηση που παρουσιάζει έχει αποδοθεί σε συνκίνητες τεκτονικές διεργασίες κατά την κρυστάλλωση του μάγματος (Oladeji 1997).

Μια τέταρτη φάση μαγματισμού έλαβε χώρα στο άνω Ιουρασικό, πριν από 145-160 εκ. χρόνια. Η σύσταση αυτής της φάσης ήταν ασβεσταλκαλική και έδωσε γρανιτικούς όγκους όπως αυτούς του Μονοπήγαδου (160 Ma) και του Λαχανά (140 Ma) (Papadopoulos et al. 2013). Όσον αφορά την τεκτονική τοποθέτηση των γρανιτών υπάρχουν δυο απόψεις. Σύμφωνα με την πρώτη άποψη η δημιουργία αυτών των πλουτωνιτών συνδέεται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου, κατά την υποβύθιση ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική, ενώ η δεύτερη (Kilias et al. 1999), συνδέει την τοποθέτηση των πλουτωνιτών με περιβάλλον ενδοωκεάνιας υποβύθισης, βάσει του λόγου ρουβιδίου-στροντίου (Rb/Sr) που δηλώνει ότι το μάγμα που έδωσε τους γρανίτες ήταν μανδυακής σύστασης.

Τέλος, υπάρχει μια τελευταία φάση μαγματισμού η οποία έλαβε χώρα σε όλο σχεδόν το Τριτογενές. Στο Ηώκαινο και με ηλικία 50 εκ. χρόνων τοποθετείται ο μεγάλος γρανιτικός όγκος της χερσονήσου της Σιθωνίας. Κατά το Ολιγόκαινο με Μειόκαινο (30-25 εκ. χρόνια) δημιουργούνται ο γρανοδιορίτης του Στρατωνίου, ο γρανίτης της Ιερισσού, ο γρανοδιορίτης της Ουρανούπολης και πολλές εμφανίσεις απλιτικών και πηγματιτικών φλεβών. Επιπλέον, κατά το Μειόκαινο πριν από 11-9 εκ. χρόνια, δημιουργούνται και οι συνηθισμένοι πορφύρες στις Σκουριές, την Τσικάρα και την Πιάβιτσα, οι οποίοι είναι γνωστοί και για την πλούσια μεταλλοφορία σε χαλκό και χρυσό, με τη μορφή πορφυριτικών κοιτασμάτων χαλκού-χρυσού.

3. Μεταμόρφωση

3.1 Ορισμός

Με τον όρο μεταμόρφωση, ορίζεται η ιστολογική, ορυκτολογική ή και χημική τροποποίηση των προϋπαρχόντων πετρωμάτων, με τη δράση ορισμένων φυσικών διεργασιών. Η μεταμόρφωση ως φαινόμενο συμβαίνει στο εσωτερικό της γης, ακόμη και σε μικρό βάθος, σε σημεία όπου η πίεση και η θερμοκρασία ξεπερνούν κατά πολύ τις επιφανειακές συνθήκες. Τα πετρώματα που προκύπτουν αφού ολοκληρωθούν οι συγκεκριμένες διεργασίες, ονομάζονται μεταμορφωμένα ή κρυσταλλοσχιστώδη.

Ωστόσο, για να μπορεί ένα πέτρωμα να χαρακτηριστεί ως μεταμορφωμένο, θα πρέπει να υπάρχει η δυνατότητα αναγνώρισης τουλάχιστον μια εκ των 2 βασικών μεταμορφικών τροποποιήσεων (Δημητριάδης 1988):

Νεοορυκτογένεση: Ορίζεται ως η διαδικασία κατά την οποία δημιουργούνται νέα ορυκτά τα οποία δεν υπήρχαν στο αρχικό πέτρωμα πριν την μεταμόρφωση. Συνήθως η νεοορυκτογένεση συμβαίνει εις βάρος κάποιου παλαιού ορυκτού, το οποίο μέσα από χημικές αντιδράσεις εξαφανίζεται και αντικαθίσταται από κάποιο άλλο.

Ιστολογική Μετάπλαση: Κατά αυτή τη διαδικασία, ορισμένα ορυκτά – ή ακόμη και όλα τα ορυκτά – του πετρώματος, θα παραμορφωθούν οπότε θα έχουμε κάμψη ή θρυμματισμό των αρχικών ορυκτών του πετρώματος, ή θα έχουμε ανακρυστάλλωση, το σχηματισμό κρυστάλλων ορυκτών στη θέση προϋπαρχόντων κρυστάλλων των ίδιων ορυκτών.

3.2 Περιοχική Μεταμόρφωση

Με τον όρο περιοχική μεταμόρφωση εννοούμε την μεταμόρφωση κατά την οποία θίγονται τεράστιοι όγκοι πετρωμάτων μέσα στο φλοιό της γης, τα οποία μπορεί να μεταμορφώνονται σε διαφορετικές συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας όσο βρίσκονται μέσα στον όγκο επιρροής αυτού του μεταμορφικού φαινομένου. Κατά τη διάρκεια της

περιοχικής μεταμόρφωσης, υπάρχει συνεισφορά και των τριών κύριων μεταμορφικών παραγόντων, οι οποίοι είναι η θερμοκρασία, η πίεση, και οι παραμορφωτικές τάσεις. Επειδή η περιοχική μεταμόρφωση συνδέεται με ορογενετικές διαδικασίες χαρακτηρίζεται και ως ορογενετική μεταμόρφωση (Δημητριάδης 1988).

Η περιοχική μεταμόρφωση, χαρακτηρίζεται από μεγάλη διακύμανση στις τιμές της θερμοκρασίας και της πίεσης, ενώ η πίεση της ρευστής φάσης, καθώς και η ένταση των παραμορφωτικών τάσεων, μπορούν να ποικίλλουν ανάμεσα στους διάφορους λιθολογικούς τύπους. Στην ουσία, η περιοχική μεταμόρφωση αποτελεί το αποτέλεσμα μια θερμικής δράσης, η οποία όμως εκτείνεται σε μεγαλύτερο χώρο σε αντίθεση με τη θερμική μεταμόρφωση. Η θερμική αυτή δράση, προκαλείται συνήθως από ορογενετικά φαινόμενα. Πράγματι, στις μεγάλες ορογενετικές αλυσίδες ανά την υφήλιο, τα μεταμορφωμένα πετρώματα κατέχουν ένα μεγάλο ποσοστό στην σύσταση των οροσειρών. Επίσης, υπάρχουν ειδικές ενδείξεις ότι η ορογένεση και η περιοχική μεταμόρφωση συνδέονται τοπικά και χρονικά και συνήθως, μπορούν να χωριστούν σε επιμέρους επεισόδια, διαφορετικού βαθμού μεταμόρφωσης, ανάλογα και με την ένταση του εκάστοτε ορογενετικού γεγονότος.

Ένας από τους κύριους λόγους για τον οποίο τα πετρώματα υφίστανται περιοχική μεταμόρφωση, είναι οι τεκτονικές διεργασίες που συμβαίνουν στον φλοιό. Ως άμεσο αποτέλεσμα της τεκτονικής, τα πετρώματα έχουν την δυνατότητα να βυθίζονται βαθύτερα στον φλοιό ή αντιθέτως, να ανυψώνονται και να βρίσκονται σε υψηλότερα σημεία του φλοιού. Λαμβάνοντας υπόψη και τη γεωθερμική βαθμίδα κάθε περιοχής, μπορούμε εύλογα να καταλήξουμε στο συμπέρασμα ότι τα πετρώματα μέσω της τεκτονικής, μπορούν να βρεθούν σε θέσεις υψηλότερων ή χαμηλότερων συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας.

Έτσι, όταν ένα πέτρωμα, βρεθεί σε θέση με υψηλότερη θερμοκρασία και πίεση στο φλοιό από την αρχική του θέση, τότε η μεταμόρφωση που υφίσταται ονομάζεται *προϊούσα*.

Αντιθέτως, όταν ένα πέτρωμα ανεβαίνει σε μια θέση όπου οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας είναι χαμηλότερες από τις αρχικές, τότε η μεταμορφική του πορεία χαρακτηρίζεται ως *ανάδρομη*.

Σε αυτό το σημείο αξίζει να σημειωθεί ότι η πλειοψηφία των ερευνών και των παρατηρήσεων σε μεταμορφωμένες επαρχίες πετρωμάτων ανά τον κόσμο, δείχνουν ότι η προϊούσα μεταμόρφωση συμβαίνει ως επί το πλείστον, ενώ η ανάδρομη συμβαίνει σε μικρότερο βαθμό. Αυτό συμβαίνει επειδή η τεκτονική που σχετίζεται με τη μεταμόρφωση τείνει να βοηθά την βραδύτερη μετακίνηση των πετρωμάτων στο βάθος του φλοιού, σε σχέση με την αντίστοιχη μετακίνησή τους στην επιφάνεια η οποία γίνεται γρηγορότερα. Έτσι τα πετρώματα όταν ανυψώνονται δεν έχουν τον απαραίτητο χρόνο ώστε να ολοκληρωθούν οι κατάλληλες χημικές αντιδράσεις, με αποτέλεσμα να μην πραγματοποιείται πάντοτε η ανάδρομη μεταμόρφωση. Συμπερασματικά, τα μεταμορφωμένα πετρώματα μέσου αλλά και υψηλού βαθμού που παρατηρούνται στην επιφάνεια της γης σήμερα, προέρχονται πιθανόν από την αποσάθρωση των υπερκείμενων πετρωμάτων ή μεταφέρθηκαν μέσω μεγάλων τεκτονικών γεγονότων στην επιφάνεια.

Όσον αφορά την έναρξη των διαδικασιών της μεταμόρφωσης, είναι γενικά αποδεκτό ότι για να θεωρηθεί ένα πέτρωμα μεταμορφωμένο πρέπει να βρεθεί σε συνθήκες θερμοκρασίας πάνω από 150-200°C και σε πίεση άνω των 2 Kbar (Δημητριάδης 1988). Πιο συγκεκριμένα, αυτές οι τιμές αντιπροσωπεύουν το όριο της έναρξης της θαπτικής μεταμόρφωσης, η οποία επιδρά συνήθως στα θαλάσσια ιζήματα στα βάθη των ωκεανών, όταν το πάχος αυτών είναι ικανό να ασκήσει την επιτρεπτή πίεση στα βαθύτερα στρώματα του πυθμένα.

Όπως αναφέραμε η περιοχική μεταμόρφωση επεκτείνεται σε ένα ευρύτατο φάσμα τιμών πίεσης και θερμοκρασίας. Γενικότερα, σε ενεργές γεωλογικά περιοχές η θερμοκρασία φτάνει τους 750-850°C και τα πετρώματα που σχηματίζονται ονομάζονται γρανουλίτες. Ωστόσο, τα πετρώματα υπόκεινται σε μεταμορφικές διεργασίες ακόμα και σε κάποια στρώματα του ανώτερου μανδύα. Οι χημικές αντιδράσεις που λαμβάνουν χώρα σε αυτά τα περιβάλλοντα γίνονται σε στερεή κατάσταση και σε θερμοκρασίες πάνω από 1500°C. Η μεταμόρφωση που συμβαίνει σε τόσο υψηλές τιμές θερμοκρασίας και πίεσης χαρακτηρίζεται υπέρ-υψηλής πίεσης (UHP, Ultra-High-Pressure), και

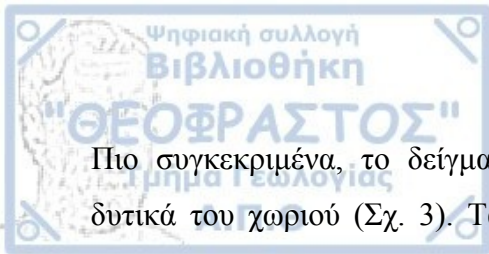
σχετίζεται με ζώνες υποβύθισης όπου ο φλοιός φτάνει σε πολύ μεγάλα βάθη, ακόμη και πάνω από 100km. Μανδουκά πετρώματα όπως οι γρανατούχοι περιδοτίτες των οφιολιθικών σχηματισμών ή οι ξενόλιθοι σε κιμπερλίτες καταγράφουν πιέσεις 30-40Kbar. Επομένως μπορούν να υπάρξουν μεταμορφωμένα πετρώματα που σχηματίζονται σε βάθη 100-200km, κάτω από την επιφάνεια της γης σε πιέσεις >30-60 Kbar (3-6 GPa).

Στη μεταμόρφωση κύριο και καταλυτικό ρόλο έχει η παρουσία ρευστής φάσης που επιδρά στα πετρώματα. Η δράση της είναι κυρίως χημική, δηλαδή προκαλεί χημικές αντιδράσεις μεταξύ των ορυκτών, ή μπορεί να έχει το ρόλο του καταλύτη έτσι ώστε να υπάρχει η δυνατότητα να συμβεί η εκάστοτε χημική αντίδραση. Συν τοις άλλοις, τα ρευστά έχουν και ρόλο διαλύτη, αφού είναι ικανά να διαλύουν χημικά στοιχεία από τους κόκκους των ορυκτών και να τα μεταφέρουν σε άλλες θέσεις όπου εκεί διατίθενται για το σχηματισμό νέων ορυκτών.

Η ρευστή φάση, αποτελείται από τα λεγόμενα πτητικά συστατικά, τα οποία μπορούν να έχουν προέλευση τόσο επιφανειακή, όσο και μαγματική. Συνήθως όμως, η ρευστή φάση βρίσκεται στην αέρια κατάσταση. Ως επί το πλείστον, η ρευστή φάση μπορεί να βρίσκεται είτε μεταξύ των πόρων των ορυκτών είτε τα περιβάλλει σαν ένα πάρα πολύ λεπτό υμένιο. Κυρίαρχο συστατικό της ρευστής φάσης αποτελεί το νερό H₂O. Βέβαια, έχουν παρατηρηθεί και άλλες συστάσεις με κυρίαρχο συστατικό το διοξείδιο του άνθρακα CO₂, συνήθως σε πετρώματα που αποτελούνται από ανθρακικά ορυκτά. Ο ρόλος της ρευστής φάσης στην περιοχική μεταμόρφωση είναι από τους πλέον σημαντικούς. Η καταλυτική της δράση μπορεί να μεταφέρει στοιχεία από μια θέση σε κάποια άλλη όπου θα μπορέσει να λάβει θέση κάποια χημική αντίδραση και να δημιουργηθεί ένα νέο ορυκτό. Τέλος, άλλα χημικά στοιχεία που μπορούν να αποτελούν συστατικά της ρευστής φάσης είναι το οξυγόνο, το χλώριο, το φθόριο, το βόριο και άλλα (Δημητριάδης 1988).

3.3 Περιοχική μεταμόρφωση στην περιοχή μελέτης

Στην παρούσα εργασία η περιοχή μελέτης στην ενότητα Κερδυλλίων της Σερβομακεδονικής μάζας, στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Ολυμπιάδα Χαλκιδικής.

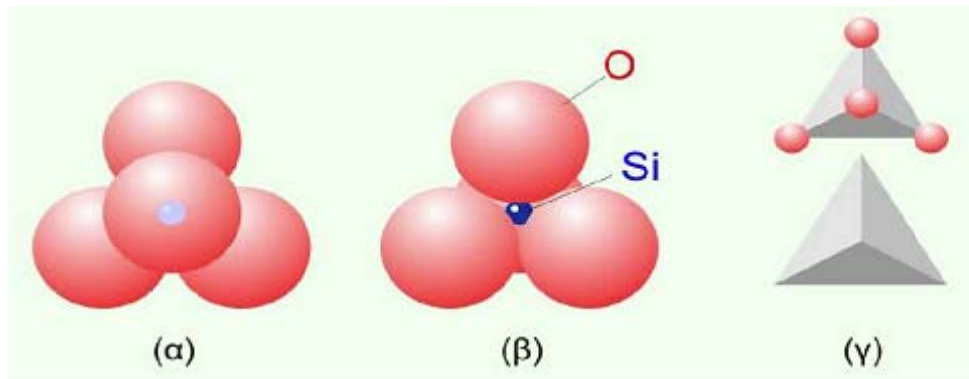


Πιο συγκεκριμένα, το δείγμα σκαπόλιθου βρέθηκε στην επαφή μαρμάρου-γενευσίου δυτικά του χωριού (Σχ. 3). Τα πετρώματα, στην επαφή των οποίων σχηματίστηκε το ορυκτό, είναι μέσου βαθμού μεταμόρφωσης. Το μεταμορφικό επεισόδιο σχηματισμού αυτών των πετρωμάτων ταυτίζεται με την αμφιβολιτική μεταμόρφωση που δέχθηκε η Σερβομακεδονική μάζα. Στη συνέχεια αυτής της εργασίας θα γίνει προσπάθεια προσδιορισμού των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας σχηματισμού του σκαπόλιθου. Ο σκαπόλιθος σχηματίστηκε με μετασωματικές διαδικασίες στα όρια των δύο πετρωμάτων, μετά το σχηματισμό τους, όπως θα περιγραφεί παρακάτω.

4. Σκαπόλιθος

4.1 Ομάδα Σκαπόλιθου

Ο σκαπόλιθος αποτελεί ομάδα ορυκτών, τη λεγόμενη ομάδα του σκαπόλιθου η οποία υπάγεται στα πυριτικά ορυκτά και πιο συγκεκριμένα στην ομάδα των τεκτοπυριτικών ορυκτών.



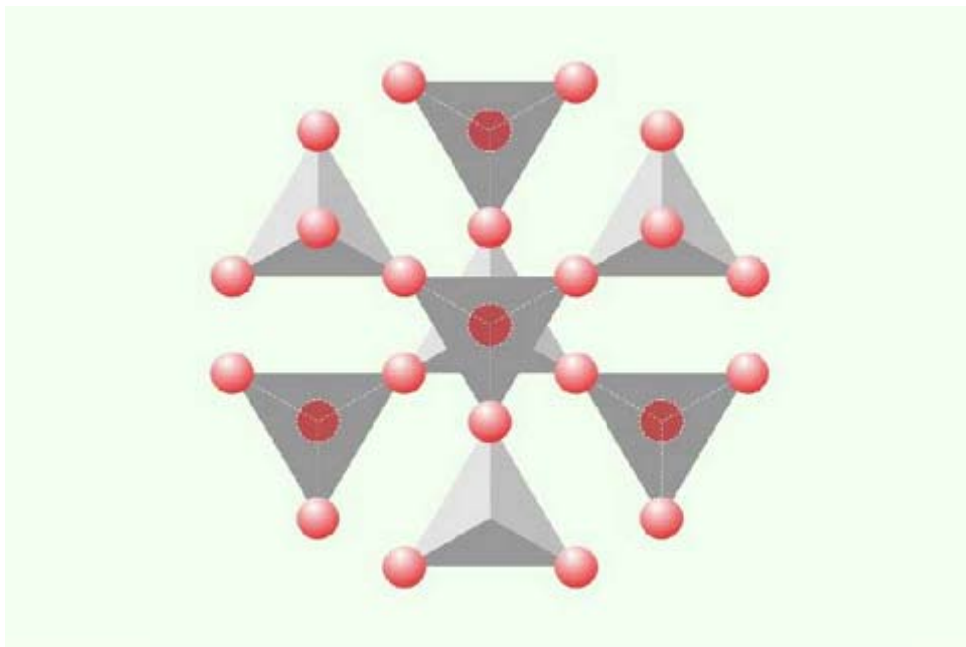
Σχήμα 4. Η τετραεδρική μορφή του πυριτίου (<http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y>).

Τα πυριτικά ορυκτά αποτελούν τη μεγαλύτερη και σημαντικότερη ομάδα ορυκτών στη γη. Τα μέλη τους, που βρίσκονται στην πλειοψηφία των πετρωμάτων στον πλανήτη, τα κάνει αυτόματα και τα πιο δημοφιλή ορυκτά στον κόσμο. Τα πυριτικά ορυκτά αποτελούν περίπου το $\frac{1}{4}$ των ορυκτών που γνωρίζουμε μέχρι και σήμερα, καθώς και το 40% των πιο κοινών μεταλλευμάτων.

Τα κύρια στοιχεία που έχουν στη χημική τους σύσταση είναι σαφώς το πυρίτιο (Si) και το οξυγόνο (O). Τα δύο αυτά στοιχεία ενώνονται κατά τέτοιο τρόπο έτσι ώστε να σχηματίσουν τη βασική μονάδα της δομής των πυριτικών ορυκτών, το τετράεδρο του πυριτίου (SiO_4). Όπως φαίνεται και στο σχήμα παραπάνω, στις κορυφές του τετραέδρου βρίσκονται τα άτομα οξυγόνου, ενώ στο κέντρο αυτού, βρίσκεται το άτομο του πυριτίου. Οποιοδήποτε άτομο οξυγόνου σε αυτό το τετράεδρο, μπορεί να ενώνεται με ένα άλλο άτομο οξυγόνου από άλλο πυριτικό τετράεδρο. Έτσι τα τελευταία, αποκτούν «κοινά οξυγόνα» μεταξύ τους μέσω αυτής της διαδικασίας που ονομάζεται πολυμερισμός. Τέλος, ανάλογα με τον βαθμό πολυμερισμού στα διάφορα ορυκτά, αυτά κατανέμονται σε

συγκεκριμένες ομάδες. Αυτές οι ομάδες είναι: τα νησοπυριτικά ορυκτά με αναλογία πυριτίου : οξυγόνου 1:4, τα σωροπυριτικά ορυκτά με αναλογία 2:7, τα κυκλοπυριτικά ορυκτά με αναλογία 1:3, τα ινοπυριτικά ορυκτά με αναλογία 1:3 για τα ορυκτά απλής αλυσίδας και 4:11 για τα ορυκτά διπλής αλυσίδας, τα φυλλοπυριτικά ορυκτά με αναλογία 2:5, και τα τεκτοπυριτικά ορυκτά με αναλογία 1:2. Στην τελευταία κατηγορία ορυκτών ανήκει η ομάδα των ορυκτών του σκαπόλίθου.

Στα τεκτοπυριτικά ορυκτά τα τετράεδρα του πυριτίου έχουν και τα τέσσερα άτομα οξυγόνου κοινά με άλλα διπλανά τετράεδρα. Έτσι λοιπόν δημιουργούνται ισχυρές συνδετικά δομές, χαρακτηριστικές των τεκτοπυριτικών ορυκτών. Μερικά από τα πιο διαδεδομένα πυριτικά ορυκτά ανήκουν στην ομάδα των τεκτοπυριτικών, όπως ο χαλαζίας, οι άστριοι (καλιούχοι και πλαγιόκλαστα), αλλά και φυσικά ο σκαπόλίθος.



Σχήμα 5. Τρόπος ένωσης των πυριτικών τετράεδρων στα τεκτοπυριτικά ορυκτά. Si : O = 1:2
(<http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y>).

Η ονομασία του σκαπόλίθου ανάγεται στην ελληνική λέξη σκάπος, που σημαίνει ράβδος. Ο σκαπόλίθος, έχει χρήση και ως πολύτιμος λίθος. Στην αγορά, αναφέρεται ως σκαπόλίθος οποιοδήποτε μέλος της ομάδας του σκαπόλίθου που μπορεί να επεξεργαστεί έτσι ώστε να αποκτήσει κάποια αξία. Τα ακραία μέλη της ισόμορφης παράμειξης είναι ο νατριούχος μαριάλιθος με χημικό τύπο $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$ και ο ασβεστούχος μειονίτης με



χημικό τύπο $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$. Τα ενδιάμεσα μέλη της ισόμορφης παράμειξης του σκαπόλιθου ονομάζονται *δίπυρο* και *μιζονίτης*, με σύσταση Mei_{20-50} και Mei_{50-80} , αντίστοιχα.

Ο σκαπόλιθος βρίσκεται ως επί το πλείστον σε μεταμορφωμένα πετρώματα, διαφόρου βαθμού. Συνήθως απαντάται σε πετρώματα πλούσια σε ασβέστιο (Ca) όπως: μάρμαρα, ασβεστούχους γενέσιους, αμφιβολίτες και πρασινοσχιστόλιθους. Σπανιότερη είναι η παρατήρησή τους σε πυριγενείς διεισδύσεις φλεβικών πετρωμάτων (πηγματιτών) ή βασικών πετρωμάτων. Επίσης, δεν έχει αποδειχθεί η δημιουργία του ορυκτού σε ιζήματα. Επιπροσθέτως, ο σκαπόλιθος δεν βρίσκεται ως πρωτογενές ορυκτό σε πυριγενή πετρώματα, πλην ορισμένων πηγματιτών. Αντιθέτως, μεγάλες εμφανίσεις σκαπόλιθου ο οποίος είναι και πλούσιος σε μειονίτη, υπάρχουν σε μεταμορφωμένα πετρώματα μέσου ή υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης όπως οι αμφιβολίτες και οι γενέσιοι (Deer et al. 1992).

Τα μάρμαρα συνήθως φιλοξενούν και τους μεγαλύτερους κρυστάλλους σκαπόλιθου. Οι κυριότερες εμφανίσεις με τέτοιους κρυστάλλους στον κόσμο έχουν βρεθεί στον Καναδά, στις πόλεις Quebec και Ontario, καθώς και στην πολιτεία της Νέας Υόρκης στις Η.Π.Α.. Επίσης, σημαντικές εμφανίσεις του ορυκτού έχουν παρατηρηθεί σε κράτη όπως Φινλανδία, Μεξικό, Ιταλία, Δημοκρατία της Τσεχίας, Γερμανία, Ρωσία, και Νορβηγία. Ωστόσο, οι χώρες που παράγουν σκαπόλιθο ο οποίος προορίζεται για χρήση ως πολύτιμος λίθος είναι Κίνα, Μυανμάρ, Αυστραλία, Μοζαμβίκη, Γκάνα, Χιλή και Τανζανία.

4.2 Ιδιότητες Σκαπόλιθου

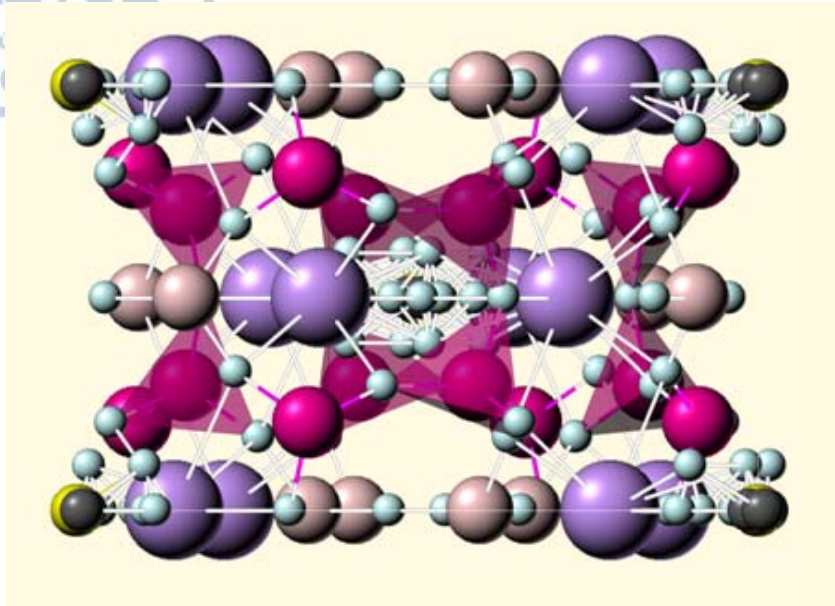
Τα ορυκτά της ομάδας του σκαπόλιθου κρυσταλλώνονται στο τετραγωνικό σύστημα. Η λάμψη του ορυκτού μπορεί να χαρακτηριστεί υαλώδης, καθώς το ορυκτό παρουσιάζεται στη φύση από διαφανές έως ημιδιαφανές. Μακροσκοπικά, το χρώμα του ποικίλλει, από άχρωμο, τεφρό και λευκό έως κίτρινο, ρόδινο και ιώδες. Η γραμμή σκόνης που αφήνει το ορυκτό είναι λευκή, όπως τα περισσότερα πυριτικά ορυκτά. Ο δείκτης διάθλασης του ορυκτού κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 1,53-1,60. Οι κρύσταλλοι του ορυκτού εμφανίζονται ως πρισματικοί, επιμηκυμένοι ως προς τον άξονα c, με την

μορφή κυρίως βελονών ή λεπίδων, και σχηματίζουν κοκκώδη ή στηλοειδή συσσωματώματα. Η σκληρότητά του μετριέται από 5-6 στην κλίμακα Mohs. Υπάρχουν δυο καλοί σχισμοί κατά (100) και δυο ατελείς κατά (110). Το ειδικό βάρος του σκαπόλιθου είναι 2,5-2,7. Σπανιότερα, παρατηρούνται και φαινόμενα φθορισμού στα δείγματα του σκαπόλιθου (Bonewitz 2005).

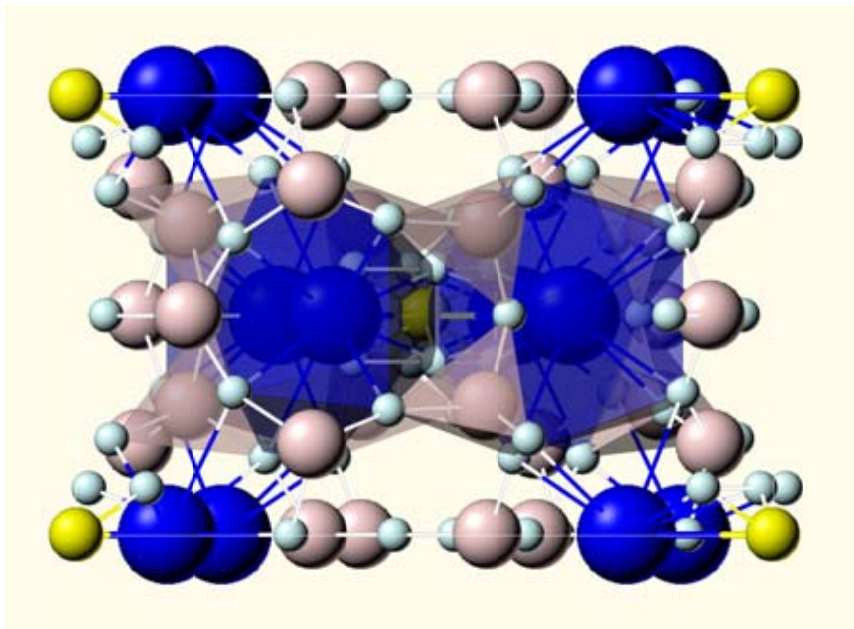
Μικροσκοπικά, ο σκαπόλιθος εμφανίζεται άχρωμος με το ανάγλυφό του να κυμαίνεται από χαμηλό έως μέσο. Έχει επίσης, ορθή κατάσβεση, ενώ η θλαστικότητα του ορυκτού κυμαίνεται από 1.54-1.60, με τις μεγαλύτερες τιμές να παρατηρούνται στα μέλη πλούσια σε μειονίτη. Η διπλοθλαστικότητα του σκαπόλιθου επίσης διαφέρει, ανάλογα με τη χημική του σύσταση. Στο μαριάλιθο είναι πολύ χαμηλή (0,004) ενώ είναι πολύ υψηλή στον ιδεατό μειονίτη (0,038). Οι περισσότεροι σκαπόλιθοι έχουν διπλοθλαστικότητα που κυμαίνεται από 0,010 έως 0,030 και χρώματα πόλωσης από χαμηλά 1^{ης} τάξης έως μεσαία 2^{ης} τάξης. Σε πρισματικές τομές του ορυκτού, εμφανίζεται και η μέγιστη διπλοθλαστικότητα που χρησιμοποιείται και για την προσεγγιστική αναγνώριση της σύστασης του σκαπόλιθου. Τέλος, ο σκαπόλιθος κάτω από το μικροσκόπιο είναι μονάξονας αρνητικός.

4.3 Ορυκτοχημεία – Κρυσταλλοδομή Σκαπόλιθου

Ο σκαπόλιθος αποτελείται από δύο ειδών τετραμελείς δακτύλιους οι οποίοι συντίθενται από τετράεδρα πυριτίου-αργιλίου. Οι δακτύλιοι τύπου 1 αποτελούνται από τετράεδρα T1 τα οποία δείχνουν προς την ίδια κατεύθυνση ενώ οι δακτύλιοι τύπου 2 αποτελούνται από τετράεδρα τύπου T2 και T3, τα οποία κατευθύνονται εναλλάξ πάνω και κάτω. Οι δακτύλιοι τύπου 2 δημιουργούν πολλαπλές αλυσίδες οι οποίες προσανατολίζονται παράλληλα με τον άξονα c, και συνδέονται από τους δακτύλιους τύπου 1 έτσι ώστε να σχηματίσουν πενταμελείς δακτύλιους. Έτσι, προκύπτει ένας μεγάλος υποσφαιρικός κλωβός από τα πενταμελή τετραεδρικά δακτυλίδια, ο οποίος περιβάλλεται από τέσσερις διαύλους ωοειδούς σχήματος, παράλληλα προς τον άξονα c. Ο μεγάλος αυτός κλωβός καταλαμβάνεται από τα ανιόντα, ενώ οι διάυλοι φιλοξενούν τα κατιόντα του νατρίου και του ασβεστίου (Dong 2005).

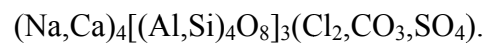


Σχήμα 6. Κρυσταλλική δομή του μειονίτη (Ca , Si , Al , O , C , S) (<http://webmineral.com>).



Σχήμα 7. Κρυσταλλική δομή του μαριάλιθου (Na , Si , S , O) (<http://webmineral.com>).

Ο σκαπόλιθος όπως έχει ήδη αναφερθεί, είναι μια ισόμορφη παράμειξη των ακραίων μελών μαριάλιθος και μειονίτης. Ο γενικός χημικός τύπος του ορυκτού είναι:



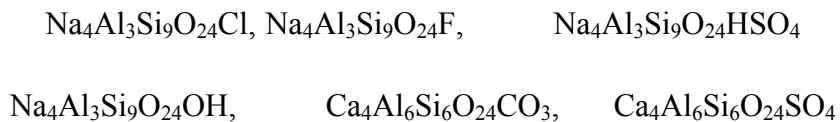


Τα ακραία μέλη του σκαπόλίθου δεν έχουν παρατηρηθεί πουθενά στη φύση, αλλά έχουν συντεθεί στο εργαστήριο. Οι φυσικοί σκαπόλιθοι μετά βίας αγγίζουν το 80% κάποιου από τα δυο ακραία μέλη.

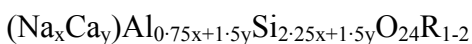
- Χημικός τύπος Μαριάλιθου $\text{Na}_4(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_3(\text{Cl}_2, \text{CO}_3, \text{SO}_4)$
- Χημικός τύπος Μειονίτη $\text{Ca}_4(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_3(\text{Cl}_2, \text{CO}_3, \text{SO}_4)$

Παρόλο που οι χημικές συστάσεις των φυσικών σκαπόλιθων δεν καλύπτουν όλο το εύρος μεταξύ των δύο θεωρητικών ακραίων μελών, ο μαριάλιθος και ο μειονίτης μπορούν να θεωρούνται μέλη της σειράς στερεών διαλυμάτων $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl} - 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$. Η αντικατάσταση των κατιόντων δεν συμβαίνει σε σημαντικό βαθμό, όμως είναι συνήθης η σημαντική αντικατάσταση του Cl και του CO_3 από F και SO_4 (Deer et al. 1963).

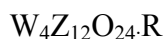
Σύμφωνα με τον Shaw (1960) υπάρχει ένα σύστημα για τον υπολογισμό των αναλογιών των ακραίων μελών στον σκαπόλίθο. Τα ακραία μέλη που αναφέρονται είναι τα εξής:



Ο ιδανικός χημικός τύπος μπορεί να εκφραστεί ως:



όπου $x + y = 4$, ή γενικότερα ως:



όπου W είναι κυρίως τα Ca, Na και K αλλά μπορεί να συμπεριλαμβάνονται μικρά ποσά από Mg, Fe, Mn και Ti, Z είναι τα Si και Al, και R είναι τα Cl, F, HCO_3 , HSO_4 ή OH για τον μαριάλιθο και τα CO_3 , SO_4 , $(\text{OH})_2$, Cl_2 ή F_2 για τον μειονίτη.

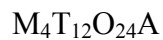
Οι συστάσεις των δυο κύριων ακραίων μελών της σειράς του σκαπόλίθου, σε αναλογία με τους χημικούς τύπους των πλαγιόκλάστων, μπορεί να εκφραστεί ως εξής :



$3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl}$ (Μαριάλιθος, Ma), και $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$ (Μειονίτης, Me).

Συγκεκριμένα, ο Μαριάλιθος αποτελείται από το τριπλάσιο του αλβίτη ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) και το χλωριούχο νάτριο (NaCl), ενώ ο Μειονίτης από το τριπλάσιο του ανορθίτη ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) και το ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3) (Θεοδωρίκας Σ. 2014).

Σήμερα ισχύει ότι ο σκαπόλιθος είναι μια γενική ονομασία που αποδίδεται στα ορυκτά που μπορούν να περιγραφούν με στερεά διαλύματα τα οποία είναι: ένα ασβεστιούχο ανθρακούχο ακραίο μέλος, ο μειονίτης ($\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$), ένα νατριούχο χλωριούχο ακραίο μέλος, ο μαριάλιθος, ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$), ένα υποθετικό νατριούχο θειούχο ακραίο μέλος (Na-Me), ($\text{Na}_3\text{CaAl}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{CO}_3$), και ένα ασβεστιούχο θειούχο ακραίο μέλος, το θεϊκό μειονίτη, ($\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{SO}_4$) (Baker and Newton 1994). Ο γενικός χημικός τύπος που χρησιμοποιείται σήμερα είναι:



όπου, M= Na και Ca, T= Si και Al, και A= Cl, CO_3 και SO_4 (Teerstra and Sherriff 1997, Pan 1998). Ο μαριάλιθος και ο μειονίτης έχουν ιδανικά άνυδρα ακραία μέλη με χημικούς τύπους $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24} \cdot \text{Cl}$ και $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{CO}_3$ αντίστοιχα.



Τα στάδια της εργαστηριακής μελέτης των δειγμάτων του σκαπόλιθου, συνοψίζονται στα παρακάτω βήματα.

Αρχικά κατασκευάστηκαν λεπτές και λεπτές-στιλπνές τομές από αντιπροσωπευτικά δείγματα της περιοχής μελέτης, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό της παραγένεσης στην επαφή γνευσίου-μαρμάρου. Οι τομές αυτές κατασκευάστηκαν στο εργαστήριο του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Στη συνέχεια οι λεπτές τομές εξετάστηκαν οπτικά σε οπτικό μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός, ενώ έγινε και λήψη φωτογραφιών από ψηφιακή μηχανή προσαρμοσμένη σε πολωτικό μικροσκόπιο τύπου ZEISS. Παράλληλα, έγινε πλήρης αναγνώριση των ορυκτών που περιελάμβανε η λεπτή τομή και η καταγραφή της παραγένεσης στην επαφή των δύο πετρωμάτων.

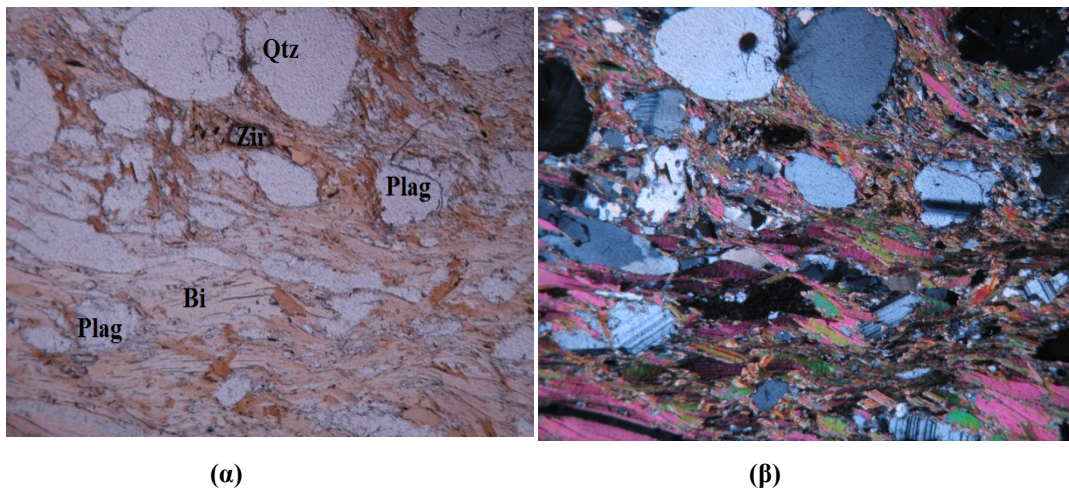
Στις δύο λεπτές-στιλπνές τομές που κατασκευάστηκαν έγιναν χημικές αναλύσεις των ορυκτών συστατικών τους. Οι αναλύσεις έγιναν στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ., με ηλεκτρονικό σαρωτικό μικροσκόπιο (SEM = scanning electron microscope) τύπου JEOL J.S.M. 840-A, συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (EDS = energy dispersive spectroscopy) τύπου INCA 250, με τάση επιτάχυνσης 20 kV και χρόνο ανάλυσης 80 sec. Στη συνέχεια παρατίθενται μικροσκοπικές φωτογραφίες των δειγμάτων, που πάρθηκαν από το πολωτικό μικροσκόπιο τύπου ZEISS. Οι φωτογραφίες παρατίθενται με πολωτή και πολωτή και αναλυτή (Nicols – N(-) και Nicols + N(+), αντίστοιχα).

6. Μελέτη του σκαπόλιθου στην επαφή γνευσίου-μαρμάρου

6.1 Μικροσκοπικές παρατηρήσεις

Τόσο στις ελληνικές όσο και στις διεθνείς βιβλιογραφίες, ο σκαπόλιθος στην περιοχή της Ολυμπιάδας δεν έχει αναφερθεί σε κάποια δημοσιευμένη εργασία. Τα δείγματα από τα οποία έγιναν οι λεπτές-στιλπνές τομές πάρθηκαν από την επαφή βιοτιτικού γνευσίου με την ανώτερη σειρά μαρμάρων της ενότητας Κερδυλλίων.

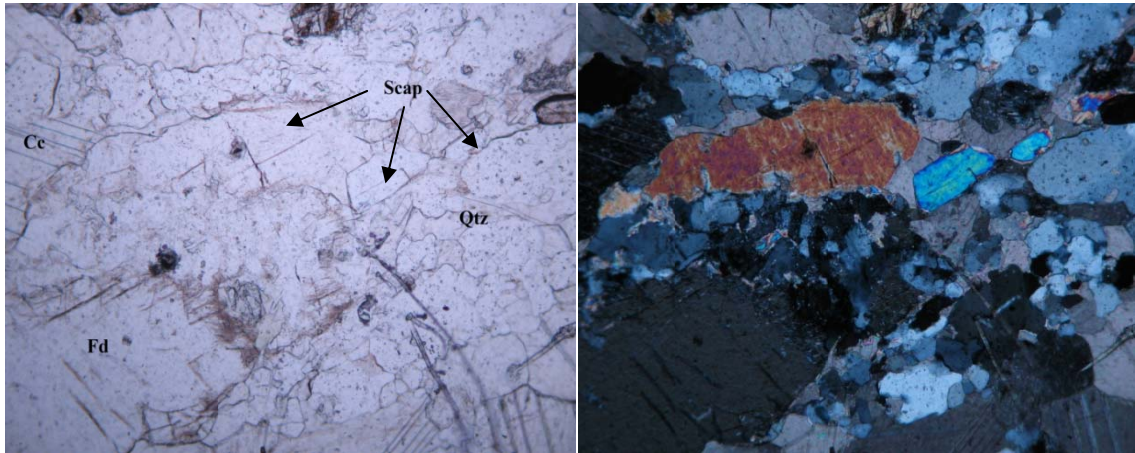
Ο γνεύσιος της ενότητας Κερδυλλίων στην επαφή μελέτης είναι βιοτιτικός. Αποτελείται ορυκτολογικά από πλαγιόκλαστο, χαλαζία, καλιούχο άστριο και βιοτίτη (Εικ. 1). Στην επαφή γνευσίου-μαρμάρου παρατηρήθηκαν τα ορυκτά σκαπόλιθος, ασβεστίτης, πυρόξενος, τιτανίτης και σε μικρότερα ποσοστά χλωρίτης, βιοτίτης και ελάχιστη κεροσύλβη (Εικ. 2-11). Ο ιστός του πετρώματος είναι γρανοβλαστικός.



Εικόνα 1. Μικροσκοπική φωτογραφία του βιοτιτικού γνευσίου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Plag = πλαγιόκλαστο, Qtz = χαλαζίας, Bi = βιοτίτης, Zir = ζιρκόνιο.

Μικροσκοπικά, ο σκαπόλιθος εμφανίζεται άχρωμος με χαμηλό ανάγλυφο και υψηλά, φωτεινά χρώματα πόλωσης. Από πλευράς χρώματος και αναγλύφου ο σκαπόλιθος συγγέεται με άστριο, αλλά υπάρχει σαφής διαφορά των χρωμάτων πόλωσης ανάμεσα στα δύο ορυκτά. Στην τομή ο σκαπόλιθος σχηματίζει μεγάλους κρυστάλλους, πρισματικούς ενίοτε και πεπλατυσμένους. Το ορυκτό δείχνει μια προτίμηση ανάπτυξης

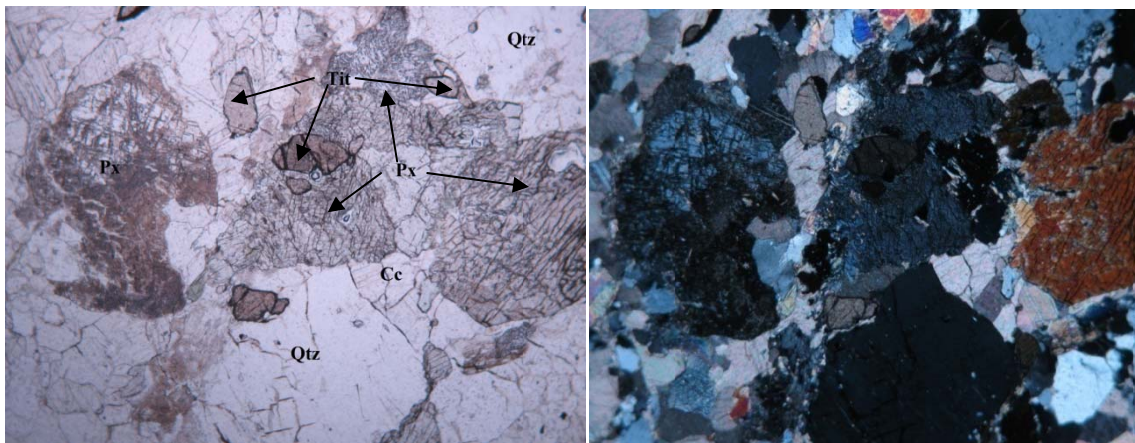
δίπλα σε ασβεστίτη. Οι κρύσταλλοι που σχηματίζει ο σκαπόλιθος είναι μονάξονες με οπτικό χαρακτήρα αρνητικό.



(α)

(β)

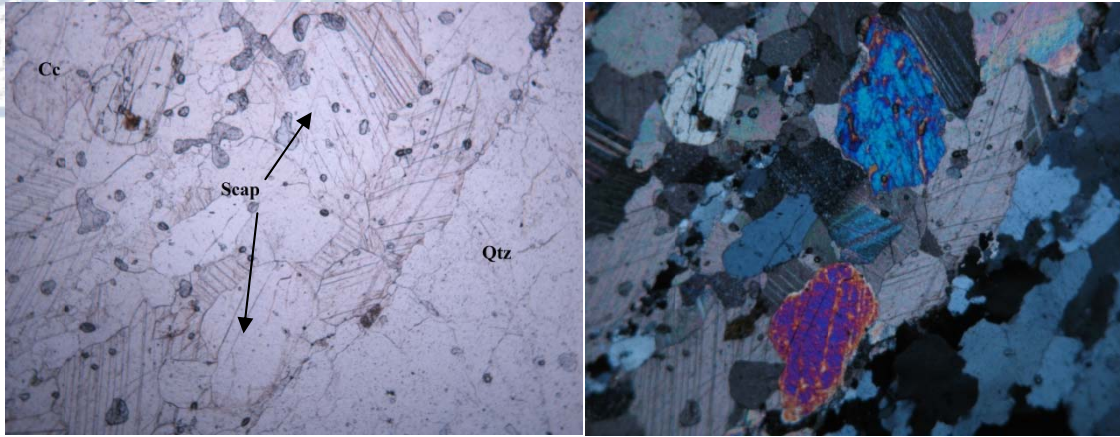
Εικόνα 2. Μικροσκοπική φωτογραφία του σκαπόλιθου στην περιοχή μελέτης με πολωτή - (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Scap = σκαπόλιθος, Qtz = χαλαζίας, Fd = άστριος, Cc = ασβεστίτης.



(α)

(β)

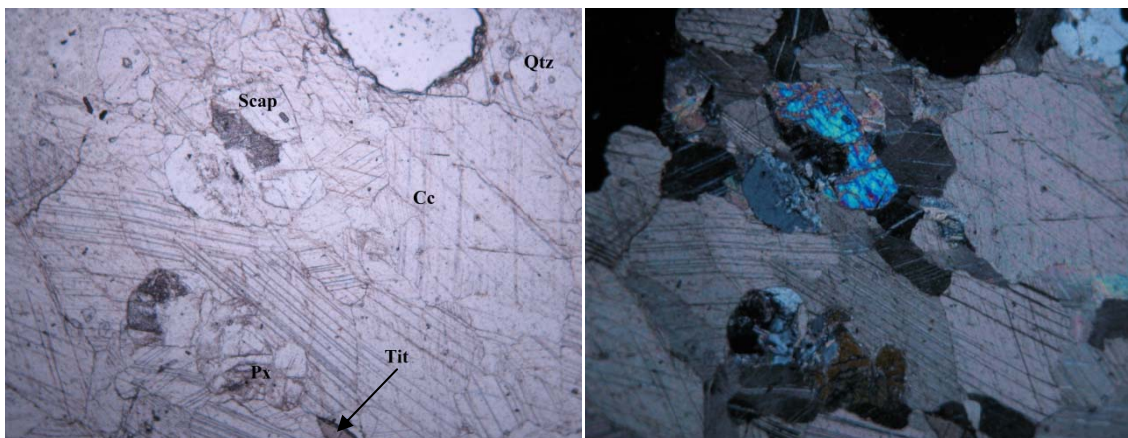
Εικόνα 3. Μικροσκοπική φωτογραφία κρυστάλλων τιτανίτη στην περιοχή μελέτης με N(-) (α) και N (+) (β). Qtz = χαλαζίας, Cc = ασβεστίτης, Tit = τιτανίτης, Px = πυρόξενος.



(α)

(β)

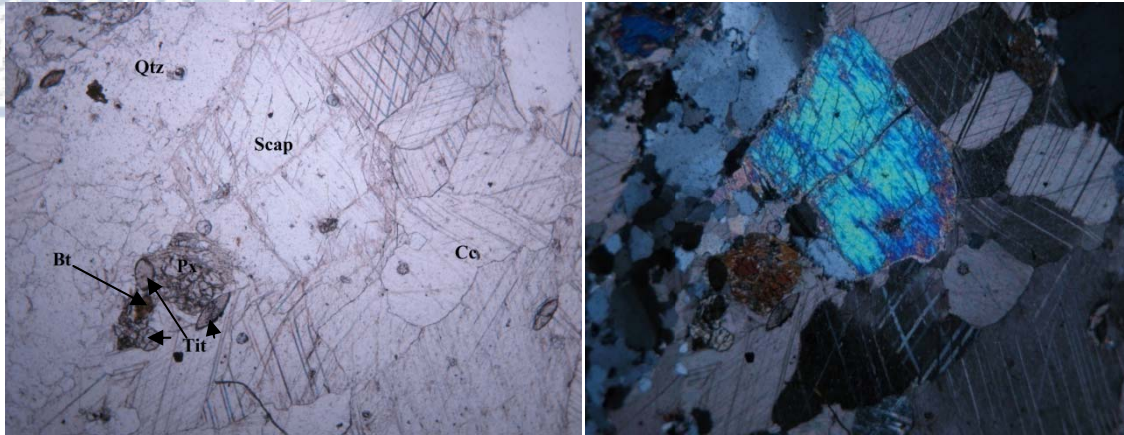
Εικόνα 5. Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπόλιθου με N(-) (α) και N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 1.



(α)

(β)

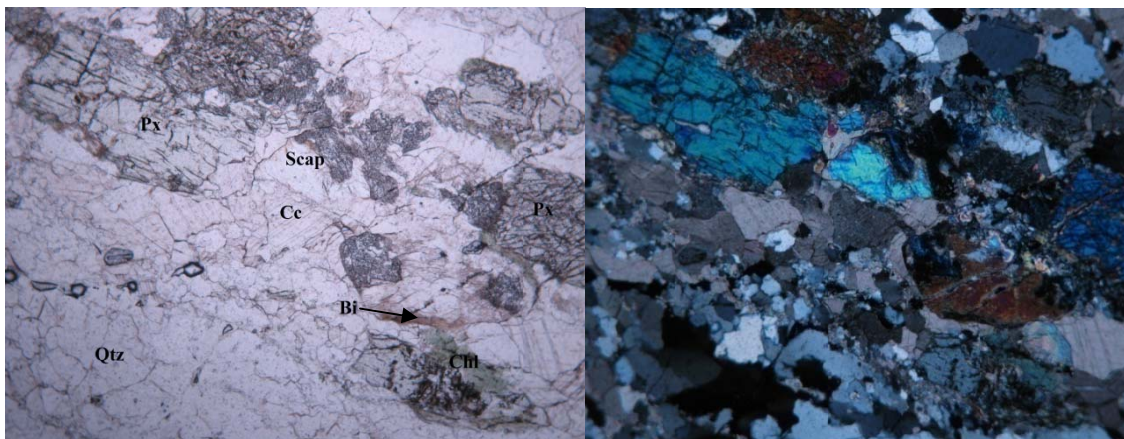
Εικόνα 6. Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπόλιθου με N(-) (α) και N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 1.



(α)

(β)

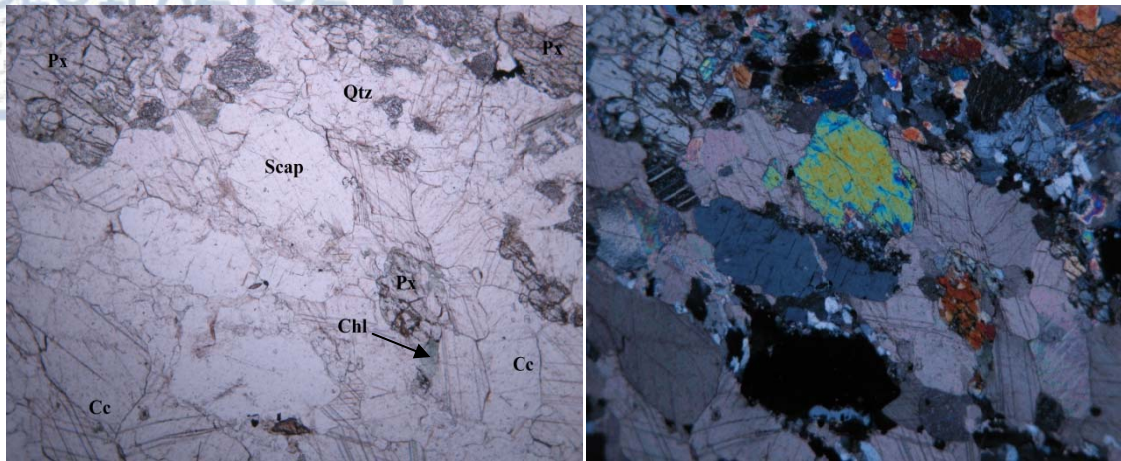
Εικόνα 7. Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπόλιθου με N(-) (α) και N(+) (β). Bt = βιοτίτης. Υπόλοιποι συμβολισμοί όπως στην εικόνα 1.



(α)

(β)

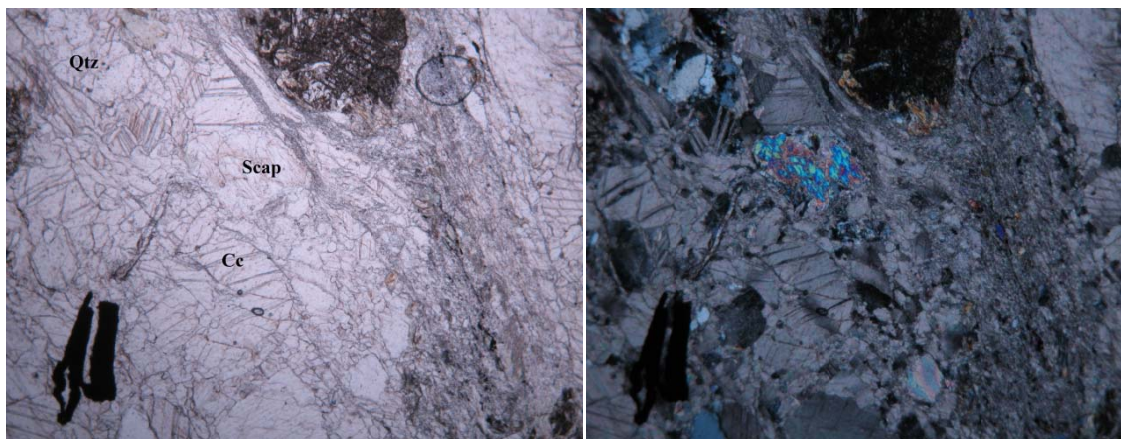
Εικόνα 8. Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπόλιθου με N(-) (α) και N(+) (β). Chl = χλωρίτης. Υπόλοιποι συμβολισμοί όπως στην εικόνα 1.



(α)

(β)

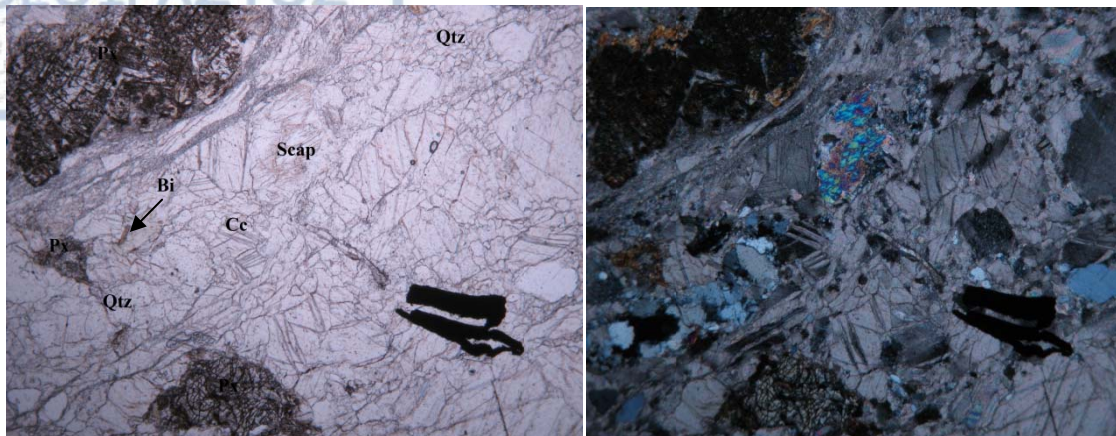
Εικόνα 9. . Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπόλιθου με N(-) (α) και N(+) (β). Chl = χλωρίτης. Υπόλοιποι συμβολισμοί όπως στην εικόνα 1.



(α)

(β)

Εικόνα 10. Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπόλιθου με N(-) (α) και N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 1.



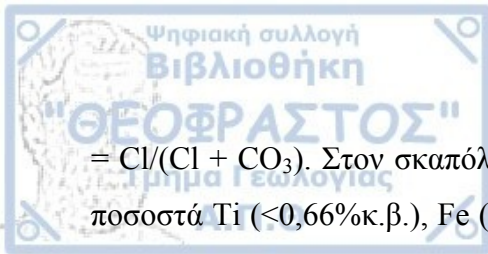
(α)

(β)

Εικόνα 11. Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπόλιθου με N(-) (α) και N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 1.

6.2 Χημική Ανάλυση Σκαπολίθων και Ορυκτών της Παραγένεσης

Οι χημικές αναλύσεις του σκαπόλιθου στην επαφή γνευσίου – μαρμάρου, παρουσιάζονται στον πίνακα 1. Αρχικά, ο χημικός τύπος του σκαπόλιθου υπολογίστηκε βάση των $Si + Al = 12$ apfu (άτομα ανά δομική μονάδα), σύμφωνα με τους Teertstra and Sherriff (1997). Ωστόσο, τα κατιόντα στην θέση M του χημικού τύπου του ορυκτού ήταν περισσότερα από την τιμή που αυτός επιτρέπει ($M=4$). Γι' αυτό το λόγο λοιπόν, έγινε εκ νέου ο υπολογισμός του χημικού τύπου του σκαπόλιθου με βάση το άθροισμα των κατιόντων των στοιχείων να ισούται με 16. Τα πλεονεκτήματα αυτού του τρόπου υπολογισμού του χημικού τύπου, έγκεινται στη μείωση των σφαλμάτων στον υπολογισμό των ποσοστών του πυριτίου και του αργιλίου. Επιπλέον, η ανθρακική ρίζα στον χημικό τύπο υπολογίστηκε με βάση τη διαφορά $CO_3 = 1 - Cl - SO_3$ παρά από τα σθένη των στοιχείων. Το άθροισμα των κατιόντων ασβεστίου, νατρίου και καλίου στον σκαπόλιθο ($Ca + Na + K$), βρέθηκε περίπου $\sim 4,54$. Επίσης, ο ορισμός του «ισοδύναμου ανορθίτη» (EqAn), χρησιμοποιείται για να εκφραστεί η σύσταση του σκαπόλιθου. Ο μαθηματικός τύπος που υπολογίζει το EqAn είναι $EqAn = 100 * (Al - 3)/3$, όπου Al, η τιμή του αργιλίου βάση του υπολογισμού του σκαπόλιθου στα 16 κατιόντα (Orville 1975), ενώ το γραμμομοριακό κλάσμα του χλωρίου, X_{Cl} , υπολογίζεται από τον τύπο X_{Cl}



= $Cl/(Cl + CO_3)$. Στον σκαπόλιθο βρέθηκαν επίσης, σε ορισμένους κρυστάλλους, μικρά ποσοστά Ti (<0,66%κ.β.), Fe (<0,71%κ.β.), Mn (<1,15%κ.β.), Mg (<1,18%κ.β.) και SO_3 (<1,08%κ.β.). Φθόριο (F) και βάριο (Ba), δεν ανιχνεύθηκαν στον σκαπόλιθο.

Από τις χημικές αναλύσεις του σκαπόλιθου, προέκυψε για το X_{CO_2} ένα εύρος τιμών από 0,80 – 1,00 και για το EqAn από 50,6 – 83,0. Το ποσοστό του μειονίτη κυμαίνεται από 35,5 – 85,1% (Πίν. 1). Παρατηρήθηκαν δύο γενεές κρυστάλλων σκαπόλιθου, μια με χαμηλό ποσοστό μειονίτη και μια με υψηλό ποσοστό μειονίτη. Στην πρώτη περίπτωση, το ποσοστό του μειονίτη κυμαίνεται από 35,5 – 57,2%, ενώ στη δεύτερη το ποσοστό του μειονίτη κυμαίνεται από 61,0 – 85,1%. Από τις χημικές αναλύσεις προκύπτει ότι ο σκαπόλιθος είναι μειονίτης και η Α θέση συμπληρώνεται κυρίως με CO_3 .

Οι διακυμάνσεις των στοιχείων του σκαπόλιθου σε σχέση με την περιεκτικότητά του σε διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), παραθέτονται στα παρακάτω διαγράμματα (Σχ. 8-10).

Πίνακας 1. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων σκαπόλιθου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | | | | | | |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | 1 | | | 2 | | | 3 | | | 4 | | | 5 |
| Κρύστ. | πυρ. | ενδ. | περ. | περ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. | πυρ. | περ. |
| Αρ. Αν. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| SiO ₂ | 51,09 | 51,90 | 52,13 | 51,70 | 50,84 | 51,00 | 51,92 | 52,26 | 51,16 | 45,42 | 43,44 | 44,27 | 43,30 |
| Al ₂ O ₃ | 25,97 | 26,00 | 25,67 | 26,12 | 26,65 | 26,99 | 26,47 | 25,81 | 26,27 | 28,13 | 28,08 | 28,60 | 27,86 |
| CaO | 8,72 | 9,13 | 8,93 | 8,13 | 8,36 | 7,95 | 8,49 | 8,91 | 9,64 | 16,22 | 19,09 | 18,52 | 19,09 |
| Na ₂ O | 7,25 | 7,50 | 7,03 | 8,26 | 8,30 | 7,84 | 7,58 | 7,50 | 7,49 | 3,71 | 2,97 | 2,88 | 3,10 |
| K ₂ O | 0,14 | 0,11 | 0,23 | 0,11 | 0,31 | 0,38 | 0,13 | 0,27 | 0,06 | 0,37 | 0,31 | 0,26 | 0,38 |
| Cl | 0,14 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,21 | 0,26 | 0,35 | 0,24 |
| CO ₂ | 4,72 | 4,91 | 4,71 | 4,82 | 4,94 | 4,82 | 4,86 | 4,86 | 4,90 | 4,18 | 4,43 | 4,28 | 4,49 |
| Total | 99,40 | 99,95 | 99,57 | 99,47 | 99,54 | 99,80 | 100,29 | 99,83 | 100,24 | 99,35 | 99,47 | 99,59 | 99,94 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 16 κατιόντα | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 7,653 | 7,739 | 7,824 | 7,692 | 7,545 | 7,558 | 7,716 | 7,796 | 7,594 | 6,978 | 6,688 | 6,797 | 6,613 |
| Al | 4,585 | 4,569 | 4,541 | 4,580 | 4,661 | 4,713 | 4,636 | 4,539 | 4,595 | 5,094 | 5,094 | 5,177 | 5,015 |
| Ca | 1,400 | 1,458 | 1,435 | 1,297 | 1,329 | 1,262 | 1,352 | 1,424 | 1,534 | 2,670 | 3,148 | 3,046 | 3,124 |
| Na | 2,106 | 2,168 | 2,046 | 2,381 | 2,389 | 2,254 | 2,184 | 2,169 | 2,156 | 1,105 | 0,886 | 0,857 | 0,917 |
| K | 0,026 | 0,021 | 0,044 | 0,021 | 0,059 | 0,073 | 0,025 | 0,052 | 0,102 | 0,072 | 0,060 | 0,031 | 0,075 |
| Cl | 0,035 | 0,000 | 0,034 | 0,000 | 0,000 | 0,024 | 0,000 | 0,010 | 0,000 | 0,054 | 0,069 | 0,092 | 0,063 |
| CO ₃ | 0,965 | 1,000 | 0,966 | 0,978 | 1,000 | 0,976 | 0,986 | 0,990 | 0,993 | 0,877 | 0,877 | 0,897 | 0,937 |
| EqAn | 52,8 | 52,3 | 51,4 | 52,7 | 55,4 | 57,1 | 54,5 | 51,3 | 53,2 | 69,8 | 69,8 | 72,6 | 67,2 |
| X _{CO2} | 0,96 | 1,00 | 0,97 | 0,98 | 1,00 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,88 | 0,93 | 0,90 | 0,94 |
| Me | 43,3 | 40,7 | 42,5 | 35,6 | 35,5 | 37,6 | 39,4 | 39,4 | 40,7 | 70,0 | 77,6 | 78,0 | 77,3 |

Πίνακας 1 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων σκαπόλιθου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

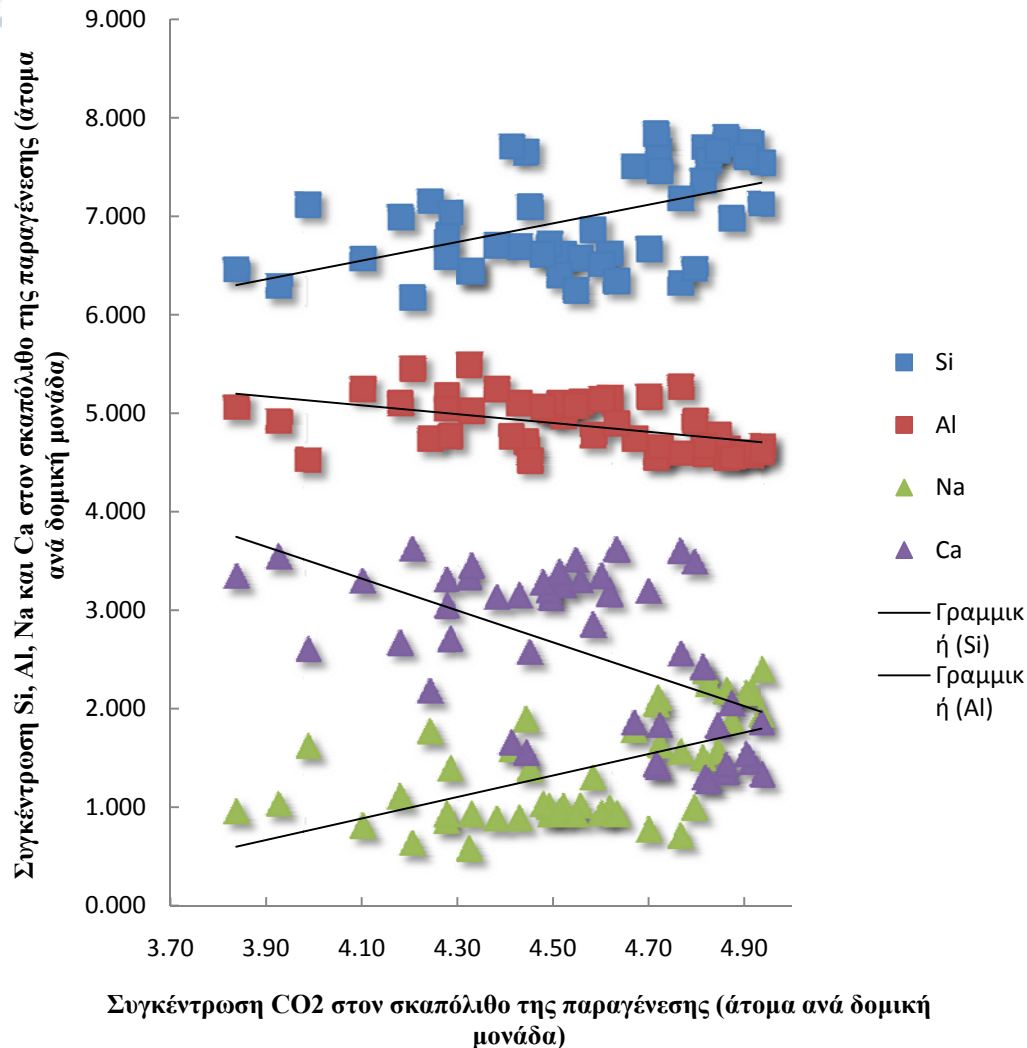
| Δείγμα | 1 | | | | | | | | | | |
|---|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| | 5 | | 6 | | | | 7 | | | 8 | |
| Κρύστ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. |
| Αρ.Αν. | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
| SiO ₂ | 43,15 | 43,93 | 42,42 | 43,12 | 43,03 | 48,24 | 43,57 | 40,02 | 41,91 | 49,86 | 50,90 |
| Al ₂ O ₃ | 27,48 | 28,06 | 28,74 | 28,40 | 28,39 | 25,96 | 28,97 | 30,05 | 30,32 | 26,69 | 26,57 |
| CaO | 19,80 | 19,54 | 19,90 | 19,31 | 20,15 | 14,85 | 19,01 | 21,97 | 20,25 | 11,52 | 9,62 |
| Na ₂ O | 3,37 | 3,38 | 2,70 | 2,56 | 2,41 | 5,07 | 2,95 | 2,12 | 1,94 | 6,10 | 6,49 |
| K ₂ O | 0,42 | 0,02 | 0,31 | 0,54 | 0,10 | 0,33 | 0,19 | 0,24 | 0,15 | 0,46 | 0,57 |
| Cl | 0,00 | 0,24 | 0,27 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,31 | 0,25 | 0,29 | 0,09 | 0,27 |
| CO ₃ | 4,52 | 4,49 | 4,10 | 4,70 | 4,48 | 4,81 | 4,38 | 4,21 | 4,33 | 4,67 | 4,44 |
| Total | 100,01 | 99,85 | 99,22 | 99,57 | 98,98 | 99,39 | 99,44 | 99,82 | 100,04 | 99,93 | 99,82 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 16 κατιόντα | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,608 | 6,711 | 6,559 | 6,654 | 6,692 | 7,344 | 6,693 | 6,161 | 6,438 | 7,497 | 7,648 |
| Al | 4,960 | 5,053 | 5,237 | 5,166 | 5,203 | 4,657 | 5,245 | 5,453 | 5,490 | 4,731 | 4,705 |
| Ca | 3,250 | 3,199 | 3,296 | 3,193 | 3,358 | 2,422 | 3,130 | 3,623 | 3,333 | 1,855 | 1,549 |
| Na | 1,002 | 1,002 | 0,808 | 0,767 | 0,727 | 1,497 | 0,878 | 0,633 | 0,578 | 1,780 | 1,890 |
| K | 0,082 | 0,004 | 0,062 | 0,107 | 0,020 | 0,064 | 0,036 | 0,047 | 0,029 | 0,089 | 0,110 |
| Cl | 0,000 | 0,063 | 0,072 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,081 | 0,065 | 0,076 | 0,023 | 0,069 |
| CO ₃ | 0,945 | 0,937 | 0,866 | 0,990 | 0,952 | 1,000 | 0,919 | 0,884 | 0,907 | 0,958 | 0,911 |
| EqAn | 65,3 | 68,4 | 74,6 | 72,2 | 73,4 | 55,2 | 74,8 | 81,8 | 83,0 | 57,7 | 56,8 |
| X _{CO2} | 0,95 | 0,94 | 0,87 | 0,99 | 0,95 | 1,00 | 0,92 | 0,88 | 0,91 | 0,96 | 0,91 |
| Me | 75,5 | 76,3 | 79,3 | 79,1 | 81,8 | 61,0 | 77,5 | 84,5 | 85,1 | 50,5 | 45,2 |

Πίνακας 1 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων σκαπόλιθου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | | | | | |
|---|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| | 8 | | 9 | | | | 10 | | | | 11 | |
| Κρύστ. | πυρ. | περ. | ενδ. | ενδ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. | πυρ. |
| Αρ.Αν. | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
| SiO ₂ | 51,04 | 45,00 | 43,34 | 43,00 | 41,78 | 41,08 | 43,23 | 42,44 | 47,56 | 46,87 | 46,98 | 46,35 |
| Al ₂ O ₃ | 26,74 | 26,56 | 28,64 | 27,96 | 28,24 | 29,06 | 28,08 | 28,44 | 25,80 | 25,36 | 25,32 | 26,65 |
| CaO | 10,20 | 17,46 | 19,34 | 20,20 | 20,64 | 21,87 | 20,01 | 20,37 | 15,83 | 15,88 | 16,00 | 16,67 |
| Na ₂ O | 5,41 | 4,39 | 3,30 | 3,13 | 3,19 | 2,37 | 3,46 | 3,14 | 5,33 | 4,72 | 5,48 | 4,73 |
| K ₂ O | 0,41 | 0,30 | 0,31 | 0,22 | 0,44 | 0,22 | 0,17 | 0,31 | 0,00 | 0,34 | 0,14 | 0,18 |
| Cl | 0,35 | 0,16 | 0,15 | 0,41 | 0,16 | 0,00 | 0,25 | 0,14 | 0,07 | 0,32 | 0,66 | 0,24 |
| CO ₃ | 4,41 | 4,58 | 4,62 | 4,28 | 4,51 | 4,77 | 4,48 | 4,60 | 4,77 | 4,45 | 3,99 | 4,28 |
| Total | 99,77 | 99,79 | 100,00 | 99,77 | 99,80 | 99,91 | 99,66 | 99,47 | 99,99 | 99,97 | 99,39 | 100,08 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 16 κατιόντα | | | | | | | | | | | | |
| Si | 7,705 | 6,855 | 6,611 | 6,574 | 6,396 | 6,314 | 6,604 | 6,509 | 7,171 | 7,083 | 7,115 | 7,030 |
| Al | 4,758 | 4,768 | 5,150 | 5,039 | 5,095 | 5,265 | 5,056 | 5,142 | 4,585 | 4,517 | 4,519 | 4,763 |
| Ca | 1,650 | 2,850 | 3,161 | 3,309 | 3,385 | 3,603 | 3,275 | 3,347 | 2,558 | 2,571 | 2,597 | 2,708 |
| Na | 1,582 | 1,295 | 0,977 | 0,927 | 0,946 | 0,706 | 1,025 | 0,934 | 1,559 | 1,384 | 1,609 | 1,390 |
| K | 0,080 | 0,058 | 0,060 | 0,043 | 0,086 | 0,044 | 0,034 | 0,061 | 0,000 | 0,065 | 0,027 | 0,035 |
| Cl | 0,091 | 0,041 | 0,039 | 0,107 | 0,043 | 0,000 | 0,066 | 0,037 | 0,019 | 0,082 | 0,170 | 0,061 |
| CO ₃ | 0,909 | 0,953 | 0,961 | 0,893 | 0,943 | 1,000 | 0,934 | 0,963 | 0,981 | 0,918 | 0,825 | 0,887 |
| EqAn | 58,6 | 58,9 | 71,7 | 68,0 | 69,8 | 75,5 | 68,5 | 71,4 | 52,8 | 50,6 | 50,6 | 58,8 |
| X _{CO2} | 0,91 | 0,95 | 0,96 | 0,89 | 0,94 | 1,00 | 0,93 | 0,96 | 0,98 | 0,92 | 0,82 | 0,89 |
| Me | 53,0 | 69,1 | 75,5 | 77,9 | 77,1 | 83,0 | 75,6 | 77,1 | 63,3 | 67,1 | 62,5 | 66,1 |

Πίνακας 1 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων σκαπόλιθου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

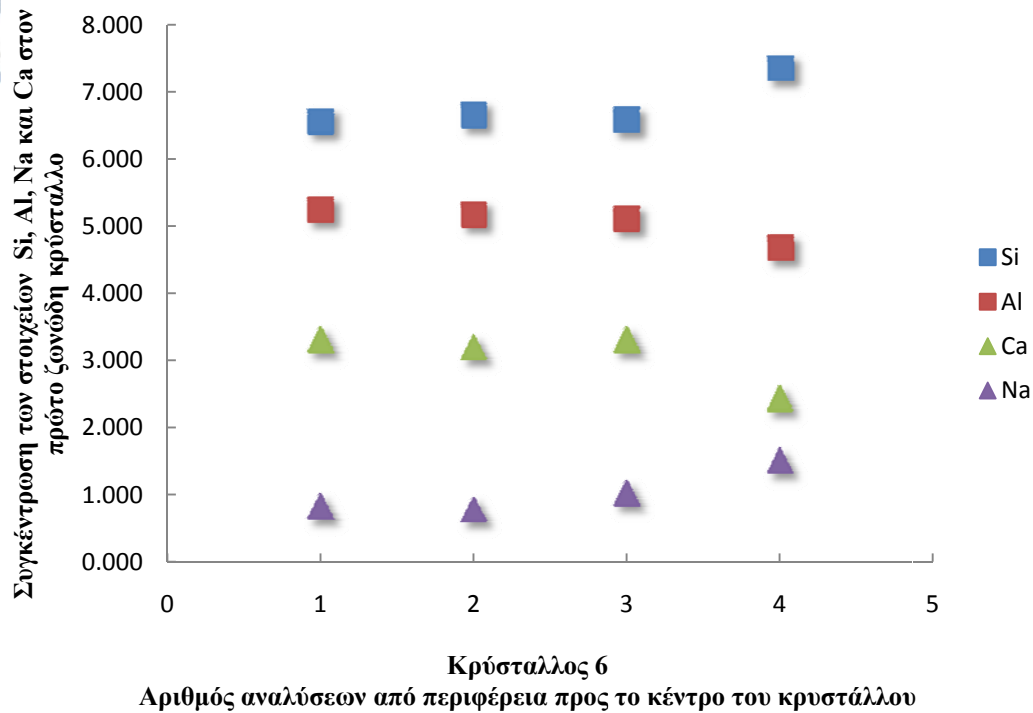
| Δείγμα | 1 | | | | | | | | | | |
|---|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| | 12 | | | | | 13 | | | 14 | | |
| Κρύστ. | περ. | ενδ. | ενδ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. | πυρ. | περ. | ενδ. | πυρ. |
| Αρ.Αν. | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 |
| SiO ₂ | 49,59 | 46,96 | 47,18 | 50,59 | 47,95 | 41,32 | 42,25 | 40,96 | 42,02 | 41,33 | 41,93 |
| Al ₂ O ₃ | 26,27 | 26,00 | 26,49 | 26,76 | 26,29 | 27,38 | 27,27 | 28,23 | 27,90 | 27,07 | 27,74 |
| CaO | 11,35 | 12,91 | 13,42 | 11,26 | 11,69 | 21,69 | 21,32 | 21,46 | 20,27 | 22,05 | 20,98 |
| Na ₂ O | 5,60 | 6,50 | 6,01 | 5,33 | 6,72 | 3,47 | 3,35 | 3,11 | 3,19 | 3,12 | 3,11 |
| K ₂ O | 2,25 | 2,44 | 0,00 | 0,16 | 2,23 | 0,43 | 0,00 | 0,13 | 0,60 | 0,00 | 0,00 |
| Cl | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,72 | 0,00 | 0,17 | 0,33 | 0,10 | 0,36 |
| CO ₃ | 4,72 | 4,87 | 4,24 | 4,84 | 4,93 | 3,93 | 4,79 | 4,55 | 3,84 | 4,63 | 4,33 |
| Total | 100,14 | 100,38 | 99,79 | 100,07 | 100,29 | 99,49 | 99,92 | 100,12 | 99,64 | 99,84 | 99,42 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 16 κατιόντα | | | | | | | | | | | |
| Si | 7,449 | 6,965 | 7,146 | 7,651 | 7,118 | 6,286 | 6,455 | 6,245 | 6,455 | 6,333 | 6,433 |
| Al | 4,650 | 4,545 | 4,730 | 4,771 | 4,600 | 4,908 | 4,911 | 5,074 | 5,052 | 4,888 | 5,016 |
| Ca | 1,828 | 2,051 | 2,178 | 1,824 | 1,859 | 3,535 | 3,491 | 3,507 | 3,336 | 3,620 | 3,448 |
| Na | 1,630 | 1,868 | 1,765 | 1,563 | 1,935 | 1,025 | 0,993 | 0,920 | 0,950 | 0,928 | 0,924 |
| K | 0,431 | 0,462 | 0,000 | 0,032 | 0,422 | 0,084 | 0,000 | 0,025 | 0,117 | 0,000 | 0,000 |
| Cl | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,185 | 0,000 | 0,043 | 0,087 | 0,026 | 0,093 |
| CO ₃ | 0,968 | 0,987 | 0,877 | 1,000 | 1,000 | 0,815 | 1,000 | 0,947 | 0,805 | 0,969 | 0,907 |
| EqAn | 55,0 | 51,5 | 57,7 | 59,0 | 53,3 | 63,6 | 63,7 | 69,1 | 68,4 | 62,9 | 67,2 |
| X _{CO2} | 0,97 | 0,99 | 0,88 | 1,00 | 1,00 | 0,82 | 1,00 | 0,95 | 0,80 | 0,97 | 0,91 |
| Me | 47,2 | 48,1 | 57,2 | 55,4 | 45,0 | 76,9 | 78,6 | 79,8 | 76,3 | 80,6 | 79,7 |



Σχήμα 8. Διάγραμμα συγκέντρωσης των στοιχείων Si, Al, Na και Ca σε σχέση με την συγκέντρωση του CO₂ στον σκαπόλιθο στην περιοχή επαφής γνευσίου – μαρμάρου. Η συγκέντρωση δίνεται σε άτομα ανά δομική μονάδα.

Όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 8, τα στοιχεία Si και Na εμφανίζουν θετική τάση, ενώ τα στοιχεία Al και Ca, έχουν αρνητική τάση σε σχέση με το CO₂.

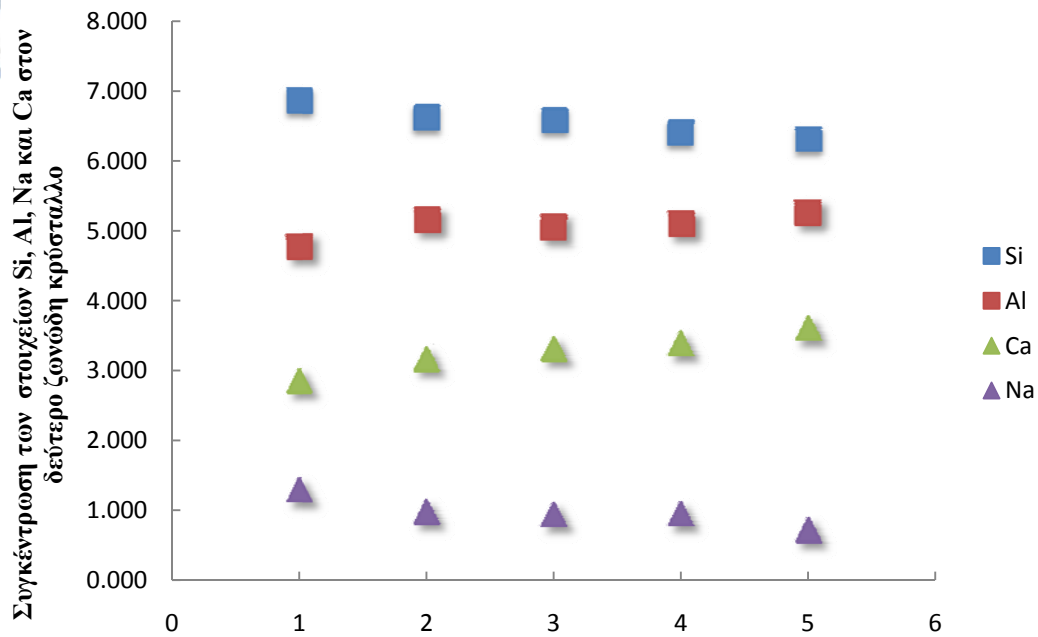
Για να διαπιστωθεί η ύπαρξη ζώνωσης στους κρυστάλλους του σκαπόλιθου κατασκευάστηκαν διαγράμματα μεταβολής των κυρίων στοιχείων από την περιφέρεια του κρυστάλλου προς το κέντρο. Στα σχήματα 9 και 10 παρατίθενται τα διαγράμματα μεταβολής δύο αντιπροσωπευτικών κρυστάλλων (Κρυστ. 6 και Κρυστ. 9, Πιν. 1).



Σχήμα 9. Διάγραμμα μεταβολής των συγκεντρώσεων των στοιχείων Si, Al, Na και Ca, στον πρώτο ζωνώδη κρύσταλλο του σκαπόλίθου στην επαφή γνευσίου – μαρμάρου. Η συγκέντρωση από αριστερά προς τα δεξιά αναφέρεται για την περιφέρεια προς το κέντρο αντίστοιχα. Η συγκέντρωση δίνεται σε άτομα ανά δομική μονάδα.

Στο σχήμα 9 δίνεται η διακύμανση των στοιχείων από τον κρύσταλλο 6 του σκαπόλίθου. Όπως προκύπτει, τα στοιχεία Al και Ca αυξάνονται προς την περιφέρεια, ενώ τα χημικά στοιχεία Si και Na μειώνονται προς την περιφέρεια του κρυστάλλου.

Το διάγραμμα του σχήματος 10, απεικονίζει τις μεταβολές στην συγκέντρωση ορισμένων χημικών στοιχείων στον κρύσταλλο 9 του σκαπόλίθου. Όπως γίνεται αντιληπτό λοιπόν και σε αντίθεση με το διάγραμμα του κρυστάλλου 6, Si και Na αυξάνονται προς την περιφέρεια ενώ Al και Ca μειώνονται προς την περιφέρεια του κρυστάλλου.

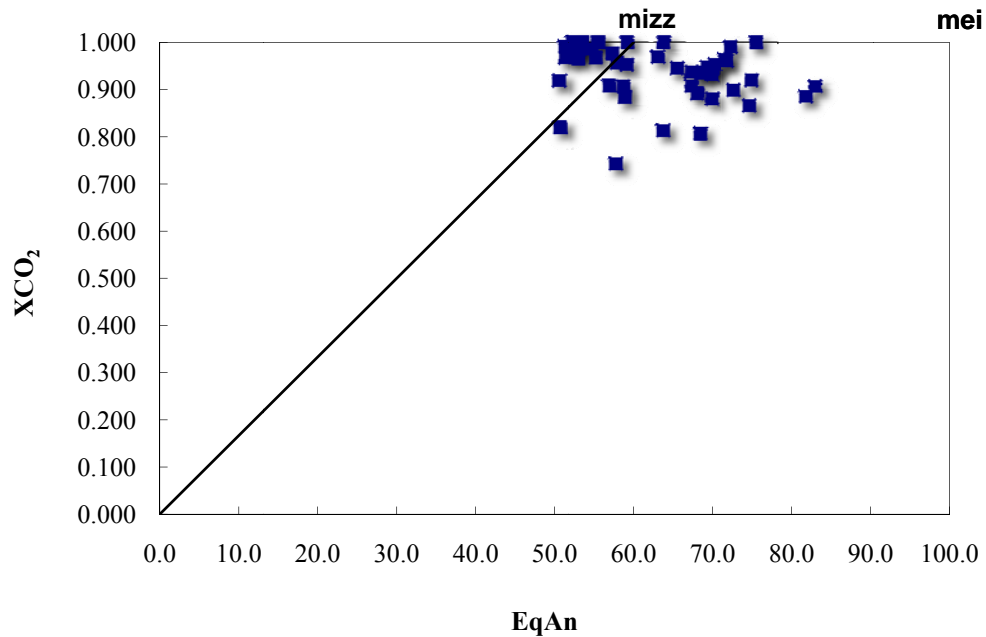


Κρύσταλλος 9
Αριθμός αναλύσεων από την περιφέρεια προς το κέντρο του κρυστάλλου

Σχήμα 10. Διάγραμμα μεταβολής των συγκεντρώσεων των στοιχείων Si, Al, Na και Ca, στον δευτεροζωνώδη κρύσταλλο του σκαπόλιθου στην επαφή γενεσίου – μαρμάρου. Η συγκέντρωση από αριστερά προς τα δεξιά αναφέρεται για την περιφέρεια προς το κέντρο αντίστοιχα. Η συγκέντρωση δίνεται σε άτομα ανά δομική μονάδα.

Παρατηρούμε λοιπόν ότι οι κρύσταλλοι του σκαπόλιθου εμφανίζουν δύο ζωνώσεις με αντίθετες διακυμάνσεις των στοιχείων Si, Na, Al, και Ca. Αυτή η μεταβολή είναι πιθανόν να οφείλεται σε αλλαγές στη χημική σύσταση της ρευστής φάσης.

Στο διάγραμμα του σχήματος 11 προβάλλεται το ισοδύναμο ανορθίτη (EqAn) ως προς το γραμμομοριακό κλάσμα του CO₂ (X_{CO2}). Όπως φαίνεται στο σχήμα 11, παρατηρείται μια αύξηση του CO₂, η οποία είναι ανάλογη με την αύξηση του ποσοστού του Ισοδύναμου Ανορθίτη στον σκαπόλιθο. Θεωρείται ότι σε υψηλές τιμές X_{CO2} και σε υψηλές θερμοκρασίες, ο σκαπόλιθος συνυπάρχει με βασικό πλαγιόκλαστο. Καθώς αυξάνει η θερμοκρασία, οι σιδηρομαγνησιούχες φάσεις που υπάρχουν στην παραγένεση εξελίσσονται από χλωρίτη ή δολομίτη, σε υψηλές τιμές X_{CO2}, σε βιοτίτη και αργότερα σε κλινοπυρόξενο (Kuhn 2004).



Σχήμα 11. Διάγραμμα προβολής του ισοδύναμου ανορθίτη (EqAn) προς το γραμμομοριακό κλάσμα του CO₂ (X_{CO₂}) του σκαπόλιθου.

Στην συνέχεια παρατίθενται οι χημικές αναλύσεις των υπόλοιπων ορυκτών που βρέθηκαν στις τομές και παίρνουν μέρος στην παραγένεση.

Στους πίνακες 2 και 3 δίνονται οι χημικές αναλύσεις αστρίων, πλαγιοκλάστων και ορθοκλάστων, αντίστοιχα, οι οποίοι συνυπάρχουν με τον σκαπόλιθο. Τα πλαγιόκλαστα που κυριαρχούν είναι σύστασης βυτωβνίτη, με περιεκτικότητα σε ανορθίτη (An) 71,6 – 81,7% και σύστασης ανδেসίνη – λαβραδορίου με περιεκτικότητα σε ανορθίτη (An) 36,5 – 63,1%. Στους ζωνώδεις κρυστάλλους, το βασικότερο πλαγιόκλαστο βρίσκεται στην περιφέρεια των κρυστάλλων.

Πίνακας 2. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων πλαγιόκλαστου σε επαφή με το σκαπόλιθο στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|--------------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| | Πλαγιόκλαστο | | | | | | | | | | |
| Αρ.Αν. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | 50,08 | 47,57 | 49,78 | 55,94 | 55,36 | 56,34 | 55,99 | 55,65 | 55,61 | 57,36 | 56,87 |
| Al ₂ O ₃ | 31,47 | 33,33 | 31,81 | 28,07 | 28,20 | 27,48 | 27,81 | 28,18 | 27,71 | 27,08 | 27,33 |
| CaO | 14,41 | 16,10 | 14,70 | 10,10 | 10,43 | 9,77 | 10,30 | 10,39 | 10,20 | 8,88 | 9,26 |
| Na ₂ O | 2,86 | 2,04 | 2,77 | 5,73 | 5,43 | 5,84 | 5,66 | 5,51 | 5,55 | 6,26 | 5,92 |
| K ₂ O | 0,50 | 0,03 | 0,43 | 0,19 | 0,31 | 0,24 | 0,17 | 0,24 | 0,19 | 0,36 | 0,58 |
| Total | 99,60 | 99,83 | 99,85 | 100,16 | 99,92 | 99,67 | 100,07 | 100,21 | 99,98 | 100,04 | 100,09 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 8 οξυγόνα | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,296 | 2,185 | 2,277 | 2,513 | 2,497 | 2,539 | 2,517 | 2,503 | 2,511 | 2,572 | 2,554 |
| Al | 1,698 | 1,804 | 1,714 | 1,486 | 1,499 | 1,459 | 1,473 | 1,494 | 1,475 | 1,431 | 1,447 |
| Z | 3,997 | 3,999 | 3,997 | 4,000 | 4,000 | 3,998 | 3,996 | 3,997 | 3,996 | 4,002 | 4,001 |
| Ca | 0,707 | 0,792 | 0,720 | 0,486 | 0,504 | 0,472 | 0,496 | 0,501 | 0,494 | 0,426 | 0,445 |
| Na | 0,254 | 0,182 | 0,246 | 0,500 | 0,474 | 0,511 | 0,494 | 0,480 | 0,486 | 0,544 | 0,515 |
| K | 0,029 | 0,002 | 0,025 | 0,011 | 0,018 | 0,014 | 0,010 | 0,014 | 0,011 | 0,021 | 0,033 |
| X | 0,997 | 1,001 | 1,002 | 0,999 | 0,997 | 0,996 | 0,999 | 0,999 | 0,999 | 0,993 | 0,996 |
| Or | 3,0 | 0,2 | 2,5 | 1,3 | 1,9 | 1,4 | 1,0 | 1,8 | 1,9 | 2,3 | 3,6 |
| Ab | 25,4 | 18,2 | 24,6 | 50,0 | 47,6 | 51,3 | 49,4 | 48,1 | 48,6 | 54,8 | 51,7 |
| An | 71,6 | 81,7 | 72,9 | 48,7 | 50,5 | 47,4 | 49,6 | 50,1 | 49,4 | 42,9 | 44,7 |

Πίνακας 2 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων πλαγιόκλαστου σε επαφή με το σκαπόλιθο στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | | | |
|---|--------------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| | Πλαγιόκλαστο | | | | | | | | | |
| Αρ.Αν. | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| SiO₂ | 56,44 | 56,28 | 55,86 | 52,30 | 55,36 | 56,81 | 54,55 | 55,78 | 54,01 | 59,50 |
| Al₂O₃ | 27,66 | 26,56 | 27,42 | 30,12 | 28,48 | 27,37 | 28,39 | 27,72 | 28,87 | 25,70 |
| CaO | 9,82 | 9,10 | 9,96 | 12,90 | 10,76 | 9,37 | 10,56 | 9,68 | 11,17 | 7,64 |
| Na₂O | 5,72 | 5,01 | 5,78 | 3,91 | 5,31 | 5,89 | 5,26 | 5,78 | 4,94 | 7,14 |
| K₂O | 0,53 | 1,89 | 0,18 | 0,41 | 0,34 | 0,60 | 0,07 | 0,17 | 0,17 | 0,34 |
| Total | 100,20 | 99,78 | 99,81 | 99,64 | 100,24 | 100,05 | 99,74 | 99,69 | 99,77 | 100,32 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 8 οξυγόνα | | | | | | | | | | |
| Si | 2,534 | 2,556 | 2,520 | 2,381 | 2,489 | 2,551 | 2,478 | 2,523 | 2,453 | 2,648 |
| Al | 1,463 | 1,422 | 1,458 | 1,616 | 1,509 | 1,449 | 1,520 | 1,478 | 1,545 | 1,348 |
| Z | 3,997 | 3,998 | 4,000 | 3,997 | 3,998 | 4,000 | 3,998 | 4,001 | 3,998 | 3,996 |
| Ca | 0,472 | 0,443 | 0,481 | 0,629 | 0,518 | 0,451 | 0,514 | 0,469 | 0,543 | 0,365 |
| Na | 0,498 | 0,441 | 0,506 | 0,345 | 0,463 | 0,513 | 0,464 | 0,507 | 0,435 | 0,616 |
| K | 0,030 | 0,110 | 0,010 | 0,024 | 0,019 | 0,034 | 0,004 | 0,010 | 0,010 | 0,019 |
| X | 1,001 | 1,001 | 0,997 | 0,998 | 1,000 | 0,998 | 0,997 | 0,996 | 0,999 | 0,999 |
| Or | 3,1 | 11,7 | 1,0 | 2,4 | 1,9 | 3,4 | 2,0 | 2,0 | 2,1 | 1,9 |
| Ab | 49,8 | 44,0 | 50,7 | 34,6 | 46,3 | 51,4 | 46,5 | 50,9 | 43,6 | 61,6 |
| An | 47,2 | 44,2 | 48,2 | 63,1 | 51,8 | 45,2 | 51,5 | 47,1 | 54,4 | 36,5 |

Πίνακας 3. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων ορθοκλάστου σε επαφή με το σκαπόλιθο στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|------------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | Ορθόκλαστο | | | | | | | | | | |
| Αρ.Αν. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | 64,98 | 64,81 | 64,20 | 64,62 | 65,08 | 64,95 | 63,11 | 64,11 | 64,55 | 64,54 | 64,28 |
| Al ₂ O ₃ | 18,42 | 18,35 | 18,57 | 18,27 | 18,47 | 18,56 | 19,35 | 18,60 | 18,38 | 18,19 | 18,40 |
| CaO | 0,08 | 0,20 | 0,40 | 0,27 | 0,06 | 0,00 | 0,85 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na ₂ O | 0,63 | 0,61 | 0,88 | 0,17 | 0,77 | 0,81 | 0,36 | 0,22 | 0,69 | 0,57 | 0,42 |
| K ₂ O | 16,02 | 15,81 | 15,04 | 16,47 | 15,72 | 15,73 | 15,24 | 16,09 | 15,49 | 15,72 | 15,79 |
| Total | 100,21 | 99,84 | 99,88 | 100,15 | 100,18 | 100,21 | 99,93 | 100,27 | 100,11 | 100,18 | 100,22 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 8 οξυγόνα | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,996 | 2,996 | 2,975 | 2,989 | 2,998 | 2,993 | 2,939 | 2,981 | 2,993 | 2,994 | 2,987 |
| Al | 1,001 | 1,000 | 1,014 | 0,996 | 1,003 | 1,008 | 1,062 | 1,019 | 1,004 | 0,994 | 1,008 |
| Z | 3,999 | 3,999 | 3,998 | 3,999 | 4,000 | 4,001 | 4,001 | 4,000 | 3,998 | 3,996 | 3,998 |
| Ca | 0,004 | 0,010 | 0,020 | 0,014 | 0,003 | 0,000 | 0,042 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Na | 0,057 | 0,055 | 0,079 | 0,015 | 0,069 | 0,073 | 0,032 | 0,019 | 0,062 | 0,051 | 0,038 |
| K | 0,942 | 0,933 | 0,889 | 0,972 | 0,924 | 0,925 | 0,905 | 0,954 | 0,916 | 0,930 | 0,936 |
| X | 1,003 | 0,997 | 0,999 | 1,001 | 0,997 | 1,000 | 0,998 | 0,996 | 0,996 | 0,999 | 0,996 |
| Or | 94,0 | 93,5 | 90,1 | 97,1 | 92,8 | 92,7 | 92,5 | 98,1 | 93,8 | 94,9 | 96,2 |
| Ab | 5,7 | 5,5 | 7,9 | 1,5 | 6,9 | 7,3 | 3,2 | 1,9 | 6,2 | 5,1 | 3,8 |
| An | 0,4 | 1,0 | 2,0 | 1,4 | 0,3 | 0,0 | 4,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |

Οι πυρόξενοι ανήκουν στα ινοπυριτικά ορυκτά τα οποία αποτελούνται από μονές αλυσίδες SiO_3 , οι οποίες αναπτύσσονται παράλληλα στον κρυσταλλογραφικό άξονα c.

Πίνακας 4. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων πυροξένου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | |
|---------------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Ar. Av. | | | | | | | | |
| SiO_2 | 53 | 53,09 | 50,55 | 51,06 | 49,50 | 51,44 | 48,42 | 51,21 |
| TiO_2 | 0,24 | - | - | - | - | - | 0,21 | - |
| Al_2O_3 | 1,09 | 0,64 | 0,43 | 1,09 | 0,17 | 0,05 | 0,48 | 0,96 |
| FeO | 8,47 | 9,64 | 14,79 | 15,00 | 14,99 | 15,30 | 15,99 | 15,40 |
| MnO | 0,38 | 0,31 | 0,67 | 0,30 | 0,90 | 0,48 | 1,06 | 0,79 |
| MgO | 15,19 | 14,87 | 9,81 | 9,34 | 9,75 | 8,74 | 10,07 | 8,87 |
| CaO | 21,34 | 20,85 | 23,86 | 23,33 | 24,08 | 23,90 | 23,24 | 22,78 |
| Na_2O | 0,29 | 0,14 | 0,20 | 0,00 | 0,03 | - | 0,58 | - |
| K_2O | - | 0,03 | - | 0,16 | - | 0,24 | 0,07 | - |
| Cr_2O_3 | 0,14 | - | 0,04 | 0,04 | - | 0,19 | - | 0,10 |
| Σύνολο | 100,14 | 99,67 | 100,36 | 100,31 | 99,42 | 100,34 | 100,11 | 100,11 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 6 O | | | | | | | | |
| Si | 1,962 | 1,983 | 1,933 | 1,958 | 1,915 | 1,982 | 1,853 | 1,977 |
| Al | 0,038 | 0,017 | 0,020 | 0,042 | 0,008 | 0,002 | 0,022 | 0,023 |
| Fe3 | 0,000 | 0,000 | 0,047 | 0,000 | 0,077 | 0,015 | 0,125 | 0,000 |
| T | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Al | 0,010 | 0,011 | 0,000 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,021 |
| Fe3 | 0,032 | 0,017 | 0,080 | 0,041 | 0,087 | 0,024 | 0,181 | 0,000 |
| Ti | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| Cr | 0,004 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,00 | 0,006 | 0,000 | 0,003 |
| Mg | 0,838 | 0,828 | 0,559 | 0,543 | 0,563 | 0,502 | 0,574 | 0,511 |
| Fe2 | 0,110 | 0,143 | 0,345 | 0,416 | 0,321 | 0,454 | 0,205 | 0,466 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,014 | 0,000 | 0,030 | 0,015 | 0,033 | 0,000 |
| M1 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe2 | 0,121 | 0,140 | 0,000 | 0,023 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,031 |
| Mn | 0,012 | 0,010 | 0,008 | 0,010 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,026 |
| Ca | 0,846 | 0,838 | 0,977 | 0,959 | 0,998 | 0,987 | 0,953 | 0,942 |
| Na | 0,021 | 0,010 | 0,015 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,043 | 0,000 |
| K | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,008 | 0,000 | 0,012 | 0,003 | 0,000 |
| M2 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| En | 42,8 | 41,9 | 27,5 | 26,9 | 27,1 | 25,1 | 27,7 | 25,8 |
| Fs | 14,0 | 15,7 | 24,4 | 24,7 | 24,8 | 25,5 | 26,3 | 26,5 |
| Wo | 43,2 | 42,4 | 48,1 | 48,3 | 48,1 | 49,4 | 46,0 | 47,7 |

Πίνακας 4 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων πυροξένου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | |
|---------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| Αρ.Αν. | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| SiO ₂ | 48,63 | 50,50 | 51,45 | 51,02 | 51,28 | 51,14 | 51,64 | 52,26 |
| TiO ₂ | - | - | 0,14 | - | 0,29 | - | 0,29 | - |
| Al ₂ O ₃ | 1,37 | 1,15 | 10,5 | 0,57 | 0,90 | 0,80 | 0,26 | 0,33 |
| FeO | 14,01 | 13,84 | 13,83 | 14,43 | 14,07 | 14,46 | 14,50 | 14,18 |
| MnO | 1,04 | 0,37 | 0,62 | 0,39 | 0,29 | 0,11 | 0,66 | 0,22 |
| MgO | 10,40 | 9,95 | 10,16 | 10,28 | 9,59 | 9,11 | 9,42 | 9,68 |
| CaO | 24,22 | 24,08 | 22,59 | 23,16 | 23,15 | 23,26 | 23,21 | 22,86 |
| Na ₂ O | - | 0,13 | 0,27 | 0,26 | 0,10 | 0,45 | - | 0,31 |
| K ₂ O | - | 0,07 | 0,01 | - | - | 0,10 | 0,09 | 0,04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,44 | 0,03 | - | - | 0,38 | 0,19 | 0,01 | 0,29 |
| Σύνολο | 100,11 | 100,11 | 100,11 | 100,11 | 100,07 | 99,62 | 100,07 | 100,17 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 6 O | | | | | | | | |
| Si | 1,859 | 1,929 | 1,964 | 1,948 | 1,969 | 1,968 | 1,988 | 2,000 |
| Al | 0,062 | 0,052 | 0,036 | 0,026 | 0,031 | 0,032 | 0,012 | 0,000 |
| Fe3 | 0,079 | 0,019 | 0,000 | 0,026 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| T | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Al | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,000 | 0,010 | 0,005 | 0,000 | 0,015 |
| Fe3 | 0,128 | 0,083 | 0,037 | 0,071 | 0,000 | 0,060 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,008 | 0,000 | 0,008 | 0,000 |
| Cr | 0,013 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,012 | 0,006 | 0,000 | 0,009 |
| Mg | 0,593 | 0,566 | 0,578 | 0,585 | 0,549 | 0,523 | 0,541 | 0,552 |
| Fe2 | 0,241 | 0,340 | 0,369 | 0,344 | 0,421 | 0,406 | 0,451 | 0,423 |
| Mn | 0,026 | 0,010 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| M1 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe2 | 0,000 | 0,000 | 0,035 | 0,021 | 0,031 | 0,000 | 0,016 | 0,030 |
| Mn | 0,008 | 0,002 | 0,020 | 0,013 | 0,010 | 0,002 | 0,021 | 0,007 |
| Ca | 0,992 | 0,985 | 0,924 | 0,947 | 0,952 | 0,959 | 0,958 | 0,938 |
| Na | 0,000 | 0,009 | 0,020 | 0,019 | 0,007 | 0,034 | 0,000 | 0,023 |
| K | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,004 | 0,002 |
| M2 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| En | 28,7 | 28,2 | 29,4 | 29,2 | 28,0 | 26,8 | 27,2 | 28,3 |
| Fs | 23,3 | 22,6 | 23,5 | 23,6 | 23,5 | 24,0 | 24,6 | 23,6 |
| Wo | 48,0 | 49,1 | 47,0 | 47,2 | 48,5 | 49,2 | 48,2 | 48,1 |

Πίνακας 4 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων πυροξένου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | |
|---------------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
| Ar.Av. | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 51,57 | 51,73 | 52,01 | 51,58 | 51,72 | 50,96 | 51,02 | 51,35 |
| TiO ₂ | 0,22 | - | - | - | - | 0,49 | 0,35 | 0,20 |
| Al ₂ O ₃ | 0,72 | 0,47 | 0,04 | 0,35 | 0,77 | 0,82 | 1,45 | 1,00 |
| FeO | 13,94 | 14,20 | 14,35 | 14,73 | 13,67 | 14,09 | 14,17 | 14,43 |
| MnO | 0,58 | 1,03 | 0,60 | 0,02 | 0,50 | 0,24 | 0,21 | 0,45 |
| MgO | 9,25 | 9,09 | 10,48 | 10,07 | 9,62 | 9,43 | 8,87 | 9,21 |
| CaO | 22,82 | 23,41 | 22,53 | 22,86 | 23,63 | 23,45 | 23,58 | 23,42 |
| Na ₂ O | 0,48 | 0,15 | - | - | 0,17 | 0,10 | 0,19 | 0,14 |
| K ₂ O | 0,01 | - | - | 0,19 | 0,07 | 0,07 | 0,18 | - |
| Cr ₂ O ₃ | 0,19 | 0,12 | 0,27 | 0,34 | - | 0,17 | - | - |
| Σύνολο | 99,77 | 100,19 | 100,28 | 100,13 | 100,17 | 99,81 | 100,02 | 100,18 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 6 O | | | | | | | | |
| Si | 1,982 | 1,989 | 1,990 | 1,978 | 1,978 | 1,962 | 1,960 | 1,971 |
| Al | 0,018 | 0,011 | 0,002 | 0,016 | 0,022 | 0,037 | 0,040 | 0,029 |
| Fe3 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| T | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Al | 0,015 | 0,010 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,000 | 0,026 | 0,016 |
| Fe3 | 0,021 | 0,008 | 0,002 | 0,021 | 0,024 | 0,015 | 0,016 | 0,011 |
| Ti | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,014 | 0,010 | 0,006 |
| Cr | 0,006 | 0,004 | 0,008 | 0,010 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,000 |
| Mg | 0,530 | 0,521 | 0,598 | 0,575 | 0,549 | 0,541 | 0,508 | 0,527 |
| Fe2 | 0,422 | 0,448 | 0,392 | 0,393 | 0,413 | 0,425 | 0,439 | 0,440 |
| Mn | 0,000 | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 |
| M1 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe2 | 0,005 | 0,000 | 0,057 | 0,051 | 0,000 | 0,014 | 0,000 | 0,012 |
| Mn | 0,019 | 0,025 | 0,019 | 0,001 | 0,016 | 0,008 | 0,006 | 0,014 |
| Ca | 0,940 | 0,964 | 0,924 | 0,939 | 0,969 | 0,967 | 0,971 | 0,963 |
| Na | 0,036 | 0,011 | 0,000 | 0,000 | 0,012 | 0,007 | 0,014 | 0,010 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,009 | 0,003 | 0,003 | 0,009 | 0,000 |
| M2 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| En | 27,4 | 26,4 | 29,9 | 29,0 | 27,8 | 27,5 | 26,2 | 26,8 |
| Fs | 24,1 | 24,8 | 23,9 | 23,8 | 23,0 | 23,4 | 23,8 | 24,3 |
| Wo | 48,5 | 48,8 | 46,2 | 47,3 | 49,1 | 49,1 | 50,0 | 48,9 |

Πίνακας 4 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων πυροξένου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | |
|---------------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 |
| Αρ.Αν. | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 52,32 | 51,88 | 51,66 | 52,43 | 52,20 | 52,11 | 52,52 | 52,49 |
| TiO ₂ | - | 0,12 | 0,29 | - | - | 0,23 | 0,27 | - |
| Al ₂ O ₃ | 0,64 | 0,69 | 0,69 | 0,46 | 0,25 | 0,01 | 0,39 | - |
| FeO | 13,40 | 14,12 | 13,40 | 11,22 | 12,33 | 12,14 | 12,89 | 10,55 |
| MnO | 0,61 | | 0,47 | 0,69 | 0,33 | 0,59 | 0,11 | 0,85 |
| MgO | 9,40 | 9,69 | 10,24 | 12,01 | 11,57 | 12,51 | 13,68 | 11,86 |
| CaO | 23,65 | 22,47 | 23,47 | 22,64 | 22,60 | 22,10 | 19,56 | 23,86 |
| Na ₂ O | 0,23 | 0,41 | 0,03 | - | - | - | - | 0,07 |
| K ₂ O | 0,17 | 0,03 | - | 0,01 | - | - | - | - |
| Cr ₂ O ₃ | - | 0,50 | - | - | 0,36 | - | 0,18 | - |
| NiO | - | - | - | 0,41 | 0,21 | - | 0,76 | - |
| Σύνολο | 100,40 | 99,92 | 100,25 | 99,87 | 99,86 | 99,68 | 100,36 | 99,68 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 6 O | | | | | | | | |
| Si | 1,997 | 1,989 | 1,973 | 1,989 | 1,989 | 1,980 | 1,979 | 1,992 |
| Al | 0,003 | 0,011 | 0,027 | 0,011 | 0,011 | 0,000 | 0,017 | 0,000 |
| Fe ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,019 | 0,004 | 0,008 |
| T | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Al | 0,026 | 0,020 | 0,004 | 0,010 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ₃ | 0,002 | 0,001 | 0,009 | 0,002 | 0,001 | 0,007 | 0,000 | 0,013 |
| Ti | 0,000 | 0,003 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,008 | 0,000 |
| Cr | 0,000 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,000 | 0,005 | 0,000 |
| Ni | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,006 | 0,000 | 0,023 | 0,000 |
| Mg | 0,535 | 0,554 | 0,583 | 0,679 | 0,657 | 0,709 | 0,768 | 0,671 |
| Fe ₂ | 0,426 | 0,406 | 0,396 | 0,297 | 0,325 | 0,278 | 0,195 | 0,313 |
| Mn | 0,011 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 |
| M1 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ₂ | 0,000 | 0,045 | 0,023 | 0,057 | 0,067 | 0,081 | 0,207 | 0,000 |
| Mn | 0,008 | 0,000 | 0,015 | 0,022 | 0,011 | 0,019 | 0,004 | 0,025 |
| Ca | 0,967 | 0,923 | 0,960 | 0,920 | 0,922 | 0,900 | 0,789 | 0,970 |
| Na | 0,017 | 0,031 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,005 |
| K | 0,008 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M2 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| En | 27,4 | 28,7 | 29,4 | 34,4 | 33,1 | 35,2 | 39,1 | 33,5 |
| Fs | 22,9 | 23,5 | 22,3 | 19,1 | 20,4 | 20,1 | 20,8 | 18,1 |
| Wo | 49,6 | 47,8 | 48,3 | 46,5 | 46,5 | 44,7 | 40,1 | 48,4 |

Πίνακας 4 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων πυροξένου στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

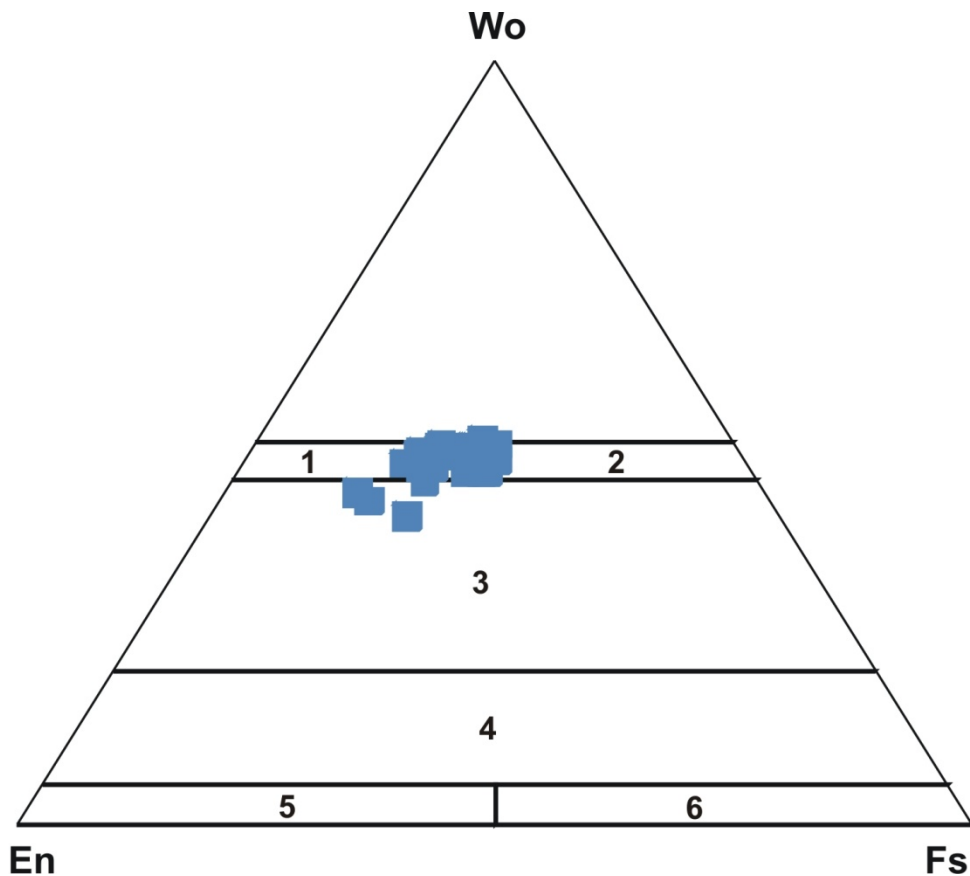
| Δείγμα | 1 | | | | | | |
|---------------------------------------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
| | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 |
| SiO ₂ | 51,94 | 52,81 | 52,59 | 52,11 | 51,77 | 51,21 | 51,78 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,13 | - | 0,04 | - | - | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | - | 0,17 | 0,97 | 1,38 | - | 0,93 | 1,12 |
| FeO | 10,37 | 9,74 | 10,70 | 11,11 | 15,15 | 14,72 | 12,30 |
| MnO | 0,26 | 1,45 | 1,28 | 0,42 | 0,71 | 0,46 | 2,02 |
| MgO | 12,63 | 11,91 | 10,61 | 10,36 | 9,79 | 9,30 | 8,61 |
| CaO | 23,33 | 23,92 | 23,28 | 23,33 | 22,14 | 22,67 | 22,37 |
| Na ₂ O | - | 0,01 | 0,23 | 0,49 | 0,12 | 0,11 | 0,87 |
| K ₂ O | - | 0,13 | 0,65 | 0,05 | 0,13 | 0,38 | 0,16 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,10 | - | - | 0,39 | 0,40 | 0,01 | 0,47 |
| NiO | 0,65 | - | - | - | - | - | - |
| Σύνολο | 99,70 | 100,26 | 100,31 | 99,69 | 100,19 | 99,78 | 99,85 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 6 O | | | | | | | |
| Si | 1,968 | 1,992 | 1,988 | 1,982 | 1,990 | 1,972 | 1,986 |
| Al | 0,000 | 0,007 | 0,012 | 0,018 | 0,000 | 0,028 | 0,014 |
| Fe ³ | 0,032 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,010 | 0,000 | 0,000 |
| T | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Al | 0,000 | 0,000 | 0,031 | 0,043 | 0,000 | 0,015 | 0,037 |
| Fe ³ | 0,005 | 0,008 | 0,029 | 0,000 | 0,013 | 0,039 | 0,025 |
| Ti | 0,012 | 0,004 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,005 |
| Cr | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,012 | 0,012 | 0,000 | 0,014 |
| Ni | 0,020 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mg | 0,713 | 0,670 | 0,598 | 0,587 | 0,561 | 0,534 | 0,492 |
| Fe ² | 0,247 | 0,299 | 0,310 | 0,353 | 0,414 | 0,412 | 0,369 |
| Mn | 0,000 | 0,020 | 0,032 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,057 |
| M1 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ² | 0,045 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,050 | 0,023 | 0,000 |
| Mn | 0,008 | 0,026 | 0,009 | 0,011 | 0,023 | 0,015 | 0,008 |
| Ca | 0,947 | 0,967 | 0,943 | 0,951 | 0,912 | 0,935 | 0,919 |
| Na | 0,000 | 0,001 | 0,017 | 0,036 | 0,009 | 0,008 | 0,065 |
| K | 0,000 | 0,006 | 0,032 | 0,002 | 0,006 | 0,018 | 0,008 |
| M2 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |
| En | 35,7 | 33,7 | 31,2 | 30,8 | 28,3 | 27,3 | 26,3 |
| Fs | 16,9 | 17,8 | 19,8 | 19,3 | 25,7 | 25,0 | 24,6 |
| Wo | 47,4 | 48,6 | 49,1 | 49,9 | 46,0 | 47,8 | 49,1 |

- = δεν ανιχνεύθηκε

Τα πυριτικά τετράεδρα μοιράζονται δύο κοινά οξυγόνα για να φτιάξουν αυτές τις αλυσίδες. Ο χημικός τύπος των πυροξένων είναι:



Στην θέση M_2 τοποθετούνται κατιόντα (Mg^{+2} , Fe^{+2} και MnO^{+2}) με εξαπλή είτε οκταεδρική διάταξη, στη θέση M_1 κατιόντα (Al^{+3} , Fe^{+3}) με οκταεδρική διάταξη και στη θέση T, κατιόντα (Si^{+4} , Al^{+3}) με τετραεδρική διάταξη.



Σχήμα 12. Διάγραμμα ταξινόμησης των πυροξένων από την επαφή γνευσίου – μαρμάρου. Πεδίο 1=διοψίδιος, 2=εδενβεργίτης, 3=αυγίτης, 4=πιζονίτης, 5=ενστατίτης, 6=φερροσιλίτης.

Στο διάγραμμα του σχήματος 12, προβάλλονται οι συστάσεις των πυροξένων από την επαφή γνευσίου – μαρμάρου στην περιοχή μελέτης. Από τις χημικές αναλύσεις προκύπτει ότι η σύσταση των πυροξένων είναι κυρίως διοψίδιος, ενώ μερικές τιμές βρίσκονται στο πεδίο του εδενβεργίτη και του αυγίτη. Η σύσταση των πυροξένων σε Al_2O_3 κυμαίνεται από 0,01- 1,45%, σε TiO_2 από 0,04 – 0,49 και σε MnO από 0,00 – 2,02.

Οι αμφίβολοι είναι ινοπυριτικά ορυκτά τα οποία σχηματίζουν διπλές αλυσίδες σε αντίθεση με τους πυροξένους. Επίσης, σε αντίθεση έρχεται το γεγονός ότι οι αμφίβολοι είναι ένυδρα ορυκτά ενώ οι πυροξένοι είναι άνυδρα. Ο χημικός τύπος των αμφιβόλων είναι:



Στη θέση T τοποθετούνται τα κατιόντα Si, Al και Ti. Στην θέση C τοποθετείται το Al και το Ti που περίσσεψε από την θέση T, μαζί με μια πληθώρα κατιόντων όπως: Fe^{+3} , V, Cr, Mn^{+3} , Zr, Mg, Zn, Ni, Co, Fe^{+2} , Mn^{+2} και Li. Στη θέση B τοποθετούνται περίσσεια κατιόντα από τη θέση C, μαζί με Ca, Sr, Ba και Na. Στην θέση A τοποθετούνται τα περίσσεια κατιόντα από την θέση B, ωστόσο πρώτα όμως γίνεται η τοποθέτηση του Na και του K και ύστερα των περισσίων κατιόντων από τη θέση B.

Στο διάγραμμα του σχήματος 13 προβάλλονται οι συστάσεις των αμφιβόλων από την επαφή γνευσίου – μαρμάρου. Από τις χημικές αναλύσεις προέκυψε ότι οι αμφίβολοι ανήκουν στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων με τα περισσότερα δείγματα να προβάλλονται στο πεδίο της μαγνησιοκεροστίλβης και της σιδηροκεροστίλβης, ενώ παρατηρήθηκαν και αμφίβολοι με συστάσεις ακτινόλιθου και σιδηρο-ακτινόλιθου.

Πίνακας 5. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων αμφιβόλων στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Αρ.Αν. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 50,51 | 49,68 | 50,75 | 44,98 | 50,43 | 47,30 | 49,39 | 49,44 |
| TiO ₂ | - | 0,02 | 0,26 | - | 0,26 | 0,39 | 0,28 | 0,36 |
| Al ₂ O ₃ | 5,18 | 4,96 | 4,79 | 9,86 | 5,50 | 5,82 | 3,63 | 5,04 |
| FeO | 20,26 | 20,43 | 20,32 | 20,73 | 20,42 | 22,09 | 21,85 | 21,33 |
| MnO | 0,49 | 0,13 | 0,03 | 0,24 | 0,04 | 0,17 | 0,63 | 0,36 |
| MgO | 8,98 | 9,38 | 9,40 | 7,42 | 8,93 | 9,33 | 9,28 | 8,59 |
| CaO | 12,02 | 12,40 | 12,08 | 12,21 | 11,85 | 12,43 | 12,40 | 12,35 |
| Na ₂ O | 0,39 | 0,43 | 0,47 | 0,65 | 0,32 | 0,19 | - | 0,06 |
| K ₂ O | 0,38 | 0,29 | 0,25 | 1,12 | 0,24 | 0,45 | 0,29 | 0,40 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | 0,23 | - | 0,38 | 0,04 | - | 0,18 | 0,39 |
| Cl | - | 0,20 | - | 0,23 | - | - | 0,31 | 0,09 |
| | 98,24 | 98,15 | 98,35 | 97,83 | 98,02 | 98,17 | 98,24 | 98,41 |
| O=Cl | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,02 |
| Σύνολο | 98,24 | 98,10 | 98,35 | 97,78 | 98,02 | 98,17 | 98,17 | 98,39 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 23 O | | | | | | | | |
| Si | 7,518 | 7,433 | 7,531 | 6,842 | 7,501 | 7,071 | 7,412 | 7,402 |
| Al IV | 0,482 | 0,567 | 0,469 | 1,158 | 0,499 | 0,929 | 0,588 | 0,598 |
| T | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 0,427 | 0,308 | 0,369 | 0,609 | 0,466 | 0,098 | 0,054 | 0,291 |
| Ti | 0,000 | 0,002 | 0,029 | 0,000 | 0,029 | 0,044 | 0,032 | 0,040 |
| Fe3 | 0,020 | 0,066 | 0,011 | 0,105 | 0,010 | 0,612 | 0,394 | 0,104 |
| Cr | 0,002 | 0,027 | 0,000 | 0,045 | 0,005 | 0,000 | 0,021 | 0,046 |
| Mg | 1,993 | 2,093 | 2,079 | 1,682 | 1,980 | 2,078 | 2,076 | 1,917 |
| Fe2 | 2,501 | 2,491 | 2,511 | 2,532 | 2,511 | 2,150 | 2,348 | 2,566 |
| Mn | 0,056 | 0,013 | 0,000 | 0,027 | 0,000 | 0,017 | 0,075 | 0,034 |
| C | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| Mn | 0,006 | 0,004 | 0,003 | 0,004 | 0,005 | 0,004 | 0,006 | 0,011 |
| Ca | 1,917 | 1,987 | 1,921 | 1,990 | 1,889 | 1,992 | 1,994 | 1,981 |
| Na | 0,077 | 0,009 | 0,076 | 0,005 | 0,088 | 0,004 | 0,000 | 0,008 |
| B | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Na | 0,036 | 0,116 | 0,059 | 0,186 | 0,003 | 0,050 | 0,000 | 0,008 |
| K | 0,073 | 0,055 | 0,047 | 0,218 | 0,045 | 0,085 | 0,055 | 0,076 |
| A | 0,109 | 0,171 | 0,106 | 0,404 | 0,049 | 0,135 | 0,055 | 0,084 |

Πίνακας 5 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων αμφιβόλων στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

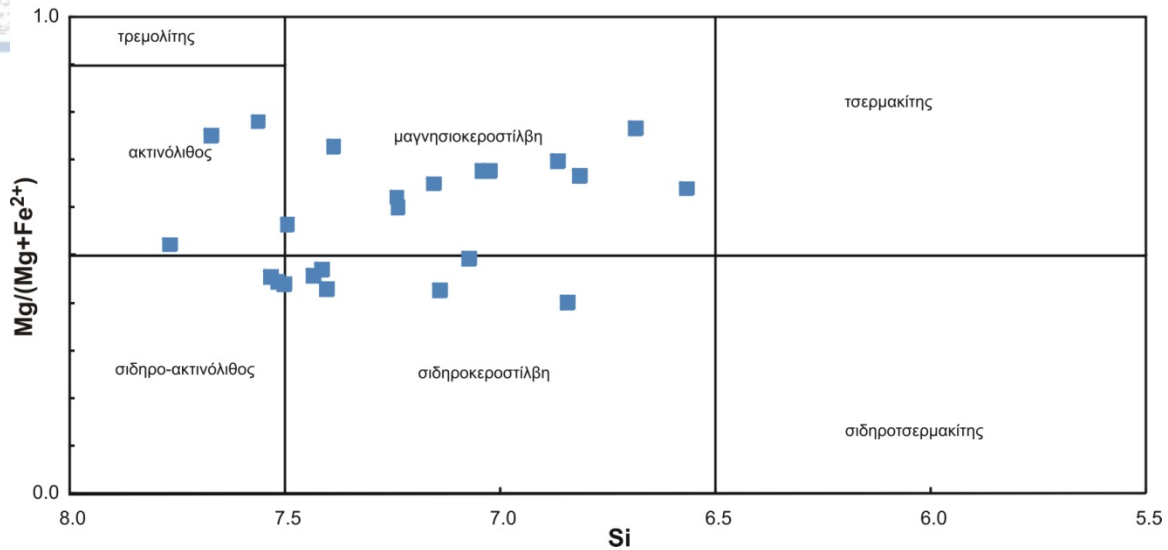
| Δείγμα | 1 | | | | | | | |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Αρ.Αν. | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| SiO ₂ | 47,36 | 52,53 | 49,23 | 51,32 | 49,30 | 48,91 | 47,93 | 51,89 |
| TiO ₂ | 0,44 | - | - | 0,22 | 0,25 | 0,73 | 0,45 | - |
| Al ₂ O ₃ | 7,47 | 1,86 | 4,64 | 4,89 | 4,27 | 9,12 | 11,96 | 7,78 |
| FeO | 20,49 | 19,22 | 18,49 | 16,93 | 17,02 | 11,78 | 10,22 | 9,73 |
| MnO | 0,06 | 0,37 | 0,56 | - | 0,31 | 0,67 | 0,79 | 0,99 |
| MgO | 8,41 | 11,29 | 11,70 | 11,82 | 12,90 | 13,27 | 12,89 | 14,31 |
| CaO | 11,89 | 12,25 | 12,70 | 12,21 | 12,89 | 12,55 | 12,19 | 11,97 |
| Na ₂ O | 0,80 | 0,25 | 0,11 | 0,38 | 0,56 | 0,54 | 0,41 | 0,57 |
| K ₂ O | 0,84 | 0,04 | 0,42 | 0,23 | 0,31 | 0,64 | 1,15 | 0,21 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,12 | 0,18 | 0,42 | 0,17 | 0,39 | - | 0,20 | 0,10 |
| Cl | 0,01 | 0,13 | 0,11 | - | 0,01 | 0,08 | - | - |
| | 97,89 | 98,13 | 98,37 | 98,18 | 98,21 | 98,28 | 98,17 | 97,56 |
| O=Cl | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Σύνολο | 97,89 | 98,10 | 98,34 | 98,18 | 98,21 | 98,26 | 98,17 | 97,56 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 23 O | | | | | | | | |
| Si | 7,138 | 7,767 | 7,239 | 7,496 | 7,241 | 7,040 | 6,864 | 7,389 |
| Al IV | 0,862 | 0,233 | 0,761 | 0,504 | 0,739 | 0,960 | 1,136 | 0,611 |
| T | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 0,465 | 0,091 | 0,043 | 0,337 | 0,000 | 0,586 | 0,882 | 0,694 |
| Ti | 0,050 | 0,000 | 0,000 | 0,025 | 0,027 | 0,079 | 0,048 | 0,000 |
| Fe3 | 0,033 | 0,115 | 0,559 | 0,081 | 0,388 | 0,056 | 0,023 | 0,015 |
| Cr | 0,015 | 0,021 | 0,049 | 0,020 | 0,045 | 0,000 | 0,023 | 0,011 |
| Mg | 1,890 | 2,488 | 2,565 | 2,574 | 2,825 | 2,846 | 2,752 | 3,037 |
| Fe2 | 2,549 | 2,261 | 1,715 | 1,964 | 1,703 | 1,362 | 1,200 | 1,143 |
| Mn | 0,000 | 0,023 | 0,070 | 0,000 | 0,012 | 0,071 | 0,072 | 0,099 |
| C | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| Fe2 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,023 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mn | 0,007 | 0,023 | 0,000 | 0,000 | 0,027 | 0,010 | 0,024 | 0,021 |
| Ca | 1,920 | 1,940 | 2,000 | 1,910 | 1,973 | 1,935 | 1,870 | 1,826 |
| Na | 0,071 | 0,037 | 0,000 | 0,067 | 0,000 | 0,054 | 0,106 | 0,153 |
| B | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Na | 0,162 | 0,035 | 0,032 | 0,041 | 0,160 | 0,097 | 0,008 | 0,005 |
| K | 0,161 | 0,008 | 0,079 | 0,043 | 0,057 | 0,117 | 0,210 | 0,039 |
| A | 0,323 | 0,043 | 0,110 | 0,084 | 0,217 | 0,214 | 0,217 | 0,044 |

Πίνακας 5 (συνέχεια). Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων αμφιβόλων στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | |
|--|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
| SiO ₂ | 53,76 | 53,82 | 49,52 | 47,19 | 46,43 | 49,24 | 45,03 |
| TiO ₂ | - | - | 0,50 | 0,33 | 0,68 | 0,61 | 1,00 |
| Al ₂ O ₃ | 4,53 | 2,75 | 8,41 | 12,00 | 10,57 | 10,52 | 12,36 |
| FeO | 9,25 | 10,22 | 12,23 | 11,24 | 10,65 | 11,52 | 12,03 |
| MnO | - | - | 0,75 | 0,55 | 0,92 | 0,29 | 1,26 |
| MgO | 17,05 | 17,09 | 12,50 | 12,39 | 14,51 | 12,94 | 11,44 |
| CaO | 11,98 | 13,10 | 11,39 | 11,65 | 12,15 | 12,02 | 12,51 |
| Na ₂ O | 1,00 | 0,60 | 1,17 | 1,04 | 0,94 | 0,66 | 0,54 |
| K ₂ O | 0,28 | - | 0,70 | 1,75 | 1,27 | 0,66 | 1,24 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,42 | 0,18 | 0,99 | 0,18 | - | - | 0,97 |
| Cl | - | - | - | 0,05 | - | - | - |
| | 98,27 | 97,76 | 98,15 | 98,37 | 98,12 | 98,45 | 98,39 |
| O=Cl | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Σύνολο | 98,27 | 97,76 | 98,15 | 98,36 | 98,12 | 98,45 | 98,39 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 23 O | | | | | | | |
| Si | 7,563 | 7,670 | 7,153 | 6,813 | 6,684 | 7,022 | 6,566 |
| Al IV | 0,437 | 0,330 | 0,847 | 1,187 | 1,316 | 0,978 | 1,434 |
| T | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 0,314 | 0,132 | 0,584 | 0,855 | 0,477 | 0,789 | 0,689 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,054 | 0,036 | 0,074 | 0,065 | 0,110 |
| Fe ³ | 0,091 | 0,012 | 0,040 | 0,019 | 0,330 | 0,054 | 0,078 |
| Cr | 0,047 | 0,020 | 0,113 | 0,021 | 0,000 | 0,000 | 0,112 |
| Mg | 3,576 | 3,630 | 2,690 | 2,666 | 3,113 | 2,752 | 2,487 |
| Fe ² | 0,972 | 1,206 | 1,437 | 1,338 | 0,952 | 1,321 | 1,389 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,081 | 0,065 | 0,054 | 0,019 | 0,134 |
| C | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| Fe ² | 0,026 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,002 | 0,059 | 0,015 | 0,021 |
| Ca | 1,805 | 1,999 | 1,762 | 1,801 | 1,874 | 1,837 | 1,955 |
| Na | 0,169 | 0,000 | 0,226 | 0,196 | 0,067 | 0,148 | 0,024 |
| B | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Na | 0,104 | 0,167 | 0,100 | 0,094 | 0,195 | 0,033 | 0,129 |
| K | 0,050 | 0,000 | 0,128 | 0,323 | 0,233 | 0,119 | 0,230 |
| A | 0,154 | 0,167 | 0,228 | 0,417 | 0,429 | 0,153 | 0,359 |

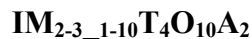
-= δεν ανιχνεύθηκε

ασβεστούχοι αμφίβολοι



Σχήμα 13. Διάγραμμα ταξινόμησης των αμφιβόλων από την επαφή γνευσίου – μαρμάρου.

Ο βιοτίτης ανήκει στα φυλλοπυριτικά ορυκτά και είναι ένα από τα κύρια συστατικά των περισσότερων πετρωμάτων. Ο γενικός χημικός τύπος του βιοτίτη είναι ο εξής:



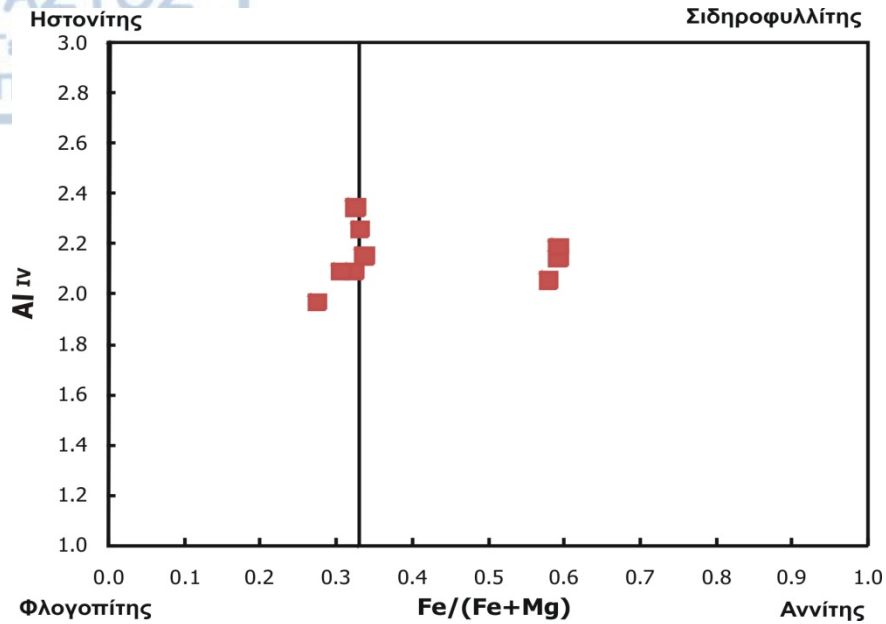
Στην θέση I τοποθετούνται κατιόντα όπως K, Na και Ca. Η θέση M παίρνει κατιόντα όπως Li, Fe^{2+,3+}, Mg, Mn^{2+,3+}, Zn, Al, Cr, V και Ti. Η θέση _ είναι μία κενή θέση στην κρυσταλλογραφική δομή του ορυκτού ενώ στη θέση T τοποθετούνται Si, Al, B, Fe³⁺ και Be. Τέλος στη θέση A τοποθετείται Cl, F, OH, O και S.

Στο διάγραμμα του σχήματος 14, προβάλλονται οι συστάσεις των βιοτιτών από την επαφή γνευσίου – μαρμάρου. Από τις χημικές αναλύσεις προκύπτει ότι η σύσταση του βιοτίτη είναι κυρίως ηστονίτης, ενώ παρατηρήθηκαν και συστάσεις σιδηροφυλλίτη-ανίτη. Ο λόγος Mg/Mg+Fe_{ολ} κυμαίνεται από 0,406 έως 0,725. Το ποσοστό του TiO₂ κυμαίνεται από 0,67 – 3,97%, με μέση τιμή 2,14%.

Πίνακας 6. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων βιοτίτη στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Δείγμα | 1 | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Ar.Av. | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 38,0 | 38,0 | 38,8 | 38,5 | 41,9 | 38,3 | 40,8 | 40,4 | 39,8 | 40,7 |
| TiO ₂ | 1,93 | 2,35 | 1,54 | 2,69 | 0,67 | 1,82 | 1,63 | 2,34 | 3,97 | 2,46 |
| Al ₂ O ₃ | 15,9 | 14,2 | 14,3 | 16,2 | 15,6 | 15,2 | 15,8 | 16,7 | 16,4 | 14,4 |
| FeO | 20,7 | 21,6 | 21,9 | 20,8 | 11,2 | 14,0 | 12,5 | 12,5 | 12,5 | 12,3 |
| MnO | 0,64 | 0,29 | 0,30 | 0,13 | 0,42 | 0,20 | 0,31 | 0,86 | 0,39 | 0,60 |
| MgO | 7,96 | 8,37 | 8,92 | 8,06 | 16,6 | 16,3 | 14,7 | 13,8 | 14,1 | 15,7 |
| CaO | 0,22 | 0,04 | - | 0,36 | 0,26 | 0,26 | 0,24 | - | 0,24 | 0,33 |
| Na ₂ O | 0,14 | 0,28 | - | - | - | 0,14 | 1,14 | 0,71 | 0,32 | - |
| K ₂ O | 9,54 | 9,65 | 9,09 | 9,43 | 8,34 | 9,08 | 8,78 | 8,12 | 8,37 | 9,45 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,41 | 0,50 | 0,43 | - | - | - | - | - | - | - |
| Cl | 0,10 | 0,17 | 0,14 | - | 0,30 | 0,30 | - | 0,35 | - | 0,12 |
| | 95,6 | 95,5 | 95,5 | 96,3 | 95,5 | 95,6 | 96,1 | 96,0 | 96,3 | 96,2 |
| O=Cl | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,07 | 0,07 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,03 |
| Σύνολο | 95,6 | 95,5 | 95,5 | 96,3 | 95,4 | 95,6 | 96,1 | 95,9 | 96,3 | 96,2 |
| Κατανομή ιόντων με βάση τα 22 O | | | | | | | | | | |
| Si | 5,81 | 5,85 | 5,94 | 5,81 | 6,03 | 5,65 | 5,91 | 5,85 | 5,74 | 5,91 |
| Al IV | 2,18 | 2,14 | 2,05 | 2,18 | 1,96 | 2,34 | 2,08 | 2,14 | 2,25 | 2,08 |
| Z | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 |
| Al VI | 0,68 | 0,44 | 0,53 | 0,70 | 0,68 | 0,30 | 0,62 | 0,70 | 0,54 | 0,39 |
| Ti | 0,22 | 0,27 | 0,17 | 0,30 | 0,07 | 0,20 | 0,17 | 0,25 | 0,43 | 0,26 |
| Fe2 | 2,65 | 2,78 | 2,80 | 2,62 | 1,35 | 1,73 | 1,51 | 1,51 | 1,50 | 1,50 |
| Mn | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,03 | 0,10 | 0,04 | 0,07 |
| Mg | 1,81 | 1,92 | 2,03 | 1,81 | 3,57 | 3,59 | 3,19 | 2,98 | 3,04 | 3,40 |
| Cr | 0,04 | 0,06 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Y | 5,50 | 5,52 | 5,64 | 5,46 | 5,72 | 5,86 | 5,54 | 5,57 | 5,57 | 5,64 |
| Ca | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,05 |
| Na | 0,04 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,32 | 0,19 | 0,08 | 0,00 |
| K | 1,86 | 1,89 | 1,77 | 1,81 | 1,52 | 1,71 | 1,62 | 1,49 | 1,53 | 1,74 |
| X | 1,93 | 1,98 | 1,77 | 1,87 | 1,56 | 1,79 | 1,98 | 1,69 | 1,66 | 1,80 |
| Mg/(Mg+Fe2) | 0,40 | 0,40 | 0,42 | 0,40 | 0,72 | 0,67 | 0,67 | 0,66 | 0,66 | 0,69 |

-= δεν εντοπίστηκε



Σχήμα 14. Διάγραμμα ταξινόμησης του βιοτίτη από την επαφή γνευσίου – μαρμάρου.

Ο αλλανίτης είναι ορυκτό της ομάδας του επιδότου, συναντάται κυρίως σε μεταμορφωμένα πετρώματα και έχει μεγάλη περιεκτικότητα σε σπάνιες γαίες (REE). Ο αλλανίτης στην περιοχή μελέτης περιέχει λανθάνιο (La), δημήτριο (Ce), νεοδύμιο (Nd), ύτριο (Y) και θόριο (Th). Ο γενικός χημικός τύπος των ορυκτών της ομάδας του επιδότου είναι:



Το πυρίτιο στον χημικό τύπο καταλαμβάνει την θέση T. Σε περίπτωση έλλειψης, η θέση συμπληρώνεται από αργίλιο. Στην θέση M_2 πάει το αργίλιο που περίσσεψε το οποίο αν δεν φτάσει, συμπληρώνεται από τρισθενή σίδηρο. Οι σπάνιες γαίες καταλαμβάνουν τη θέση A_2 που μπορεί να συμπληρωθεί επίσης και από Sr, Pb, Ba και K. Τα αλογόνα χλώριο και φθόριο μπαίνουν στην θέση O_4 . Τέλος, όλα τα υπόλοιπα κατιόντα μπαίνουν στην θέση M_1 και M_3 .

Πίνακας 7. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων αλλανίτη στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Αρ. Αν. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 34,48 | 32,13 | 34,53 | 34,35 | 33,89 | 35,58 |
| TiO ₂ | 0,12 | 0,62 | 0,05 | - | - | - |
| Al ₂ O ₃ | 22,16 | 22,36 | 22,02 | 24,89 | 23,38 | 26,05 |
| FeO | 13,79 | 13,42 | 11,99 | 9,37 | 6,92 | 5,76 |
| MgO | - | 0,11 | 0,55 | 0,13 | 1,78 | 1,34 |
| MnO | - | 0,38 | 0,65 | 1,14 | 0,43 | - |
| CaO | 19,95 | 18,49 | 19,64 | 19,71 | 17,38 | 18,96 |
| La ₂ O ₃ | 2,57 | 4,28 | 2,18 | 1,08 | 2,24 | 2,65 |
| Ce ₂ O ₃ | 4,06 | 5,66 | 2,90 | 3,33 | 6,16 | 5,62 |
| Nd ₂ O ₃ | 0,52 | 0,64 | 2,28 | 1,99 | 2,75 | 1,80 |
| Y ₂ O ₃ | 0,61 | - | 0,88 | 0,83 | 0,24 | 0,33 |
| ThO ₂ | - | - | 0,06 | 1,33 | 2,62 | 0,79 |
| Σύνολο | 98,27 | 98,11 | 97,74 | 98,14 | 97,81 | 98,87 |
| Αριθμός κατιόντων με βάση τα 8 κατιόντα | | | | | | |
| Στοιχεία | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| Si | 2,857 | 2,724 | 2,873 | 2,837 | 2,894 | 2,921 |
| Al | 0,143 | 0,276 | 0,127 | 0,163 | 0,106 | 0,079 |
| T | 3,000 | 3,000 | 3,000 | 3,000 | 3,000 | 3,000 |
| Ti | 0,007 | 0,039 | 0,003 | - | - | 2,442 |
| Al | 2,021 | 1,959 | 2,033 | 2,260 | 2,248 | - |
| Fe ₂ | 0,955 | 0,952 | 0,835 | 0,648 | 0,494 | 0,395 |
| Mg | - | 0,014 | 0,068 | 0,016 | 0,227 | 0,164 |
| Mn ₂ | - | 0,027 | 0,046 | 0,080 | 0,031 | - |
| M | 2,983 | 2,991 | 2,985 | 3,004 | 3,000 | 3,001 |
| Ca | 1,772 | 1,679 | 1,751 | 1,744 | 1,591 | 1,668 |
| La | 0,078 | 0,134 | 0,067 | 0,033 | 0,071 | 0,080 |
| Ce | 0,123 | 0,176 | 0,088 | 0,101 | 0,193 | 0,169 |
| Nd | 0,016 | 0,019 | 0,068 | 0,059 | 0,084 | 0,053 |
| Y | 0,027 | - | 0,039 | 0,037 | 0,011 | 0,014 |
| Th | - | - | 0,001 | 0,025 | 0,051 | 0,015 |
| A | 2,016 | 2,008 | 2,014 | 1,999 | 2,001 | 1,999 |

-= δεν ανιχνεύθηκε

Στον πίνακα 7 παρατίθενται οι χημικές αναλύσεις από αντιπροσωπευτικά δείγματα αλλανίτη στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου. Ο αλλανίτης παρουσιάζει υψηλή περιεκτικότητα σε ασβέστιο με μέση τιμή 19,02% ενώ ο σίδηρος παρουσιάζει

μεγάλο εύρος τιμών από 5,76 – 13,79%. Επιπλέον, σε μικρότερα ποσοστά περιέχει τιτάνιο, μαγνήσιο και μαγγάνιο.

Ο τιτανίτης είναι ένα πυριτικό ορυκτό το οποίο υπάρχει σε πυριγενή λευκοκρατικά πετρώματα όπως οι γρανίτες και οι πηγματίτες. Επίσης, μπορεί να βρεθεί και σε μεταμορφωμένα πετρώματα όπως γνευσίους, σχιστολίθους, αλλά και σε ζώνες skarn. Στον τιτανίτη η τετραεδρική θέση συμπληρώνεται από πυρίτιο, τιτάνιο και έπειτα αργίλιο και τρισθενή σίδηρο. Στην οκταεδρική θέση τοποθετούνται κατιόντα όπως ασβέστιο, νάτριο, μαγνήσιο και κάλιο, ενώ ο σίδηρος που περισσεύει από την τετραεδρική θέση τοποθετείται εδώ ως δισθενής σίδηρος.

Πίνακας 8. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων τιτανίτη στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου.

| Αρ. Αν. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 30,78 | 30,49 | 30,30 | 30,37 | 30,83 | 30,27 |
| TiO ₂ | 38,27 | 37,83 | 37,56 | 37,99 | 37,00 | 37,55 |
| Al ₂ O ₃ | 1,55 | 1,51 | 1,58 | 1,49 | 2,28 | 1,55 |
| FeO | 0,83 | 0,24 | 0,64 | 0,28 | 0,02 | 0,56 |
| MnO | 0,20 | 0,49 | 0,01 | - | - | 0,42 |
| MgO | - | - | - | 0,06 | 0,12 | 0,18 |
| CaO | 27,39 | 27,30 | 27,36 | 27,76 | 27,70 | 27,22 |
| Na ₂ O | - | 0,06 | - | - | - | - |
| K ₂ O | 0,11 | 0,09 | 0,07 | 0,28 | 0,21 | - |
| Σύνολο | 99,12 | 98,01 | 97,52 | 98,22 | 98,16 | 97,75 |
| Αριθμός ιόντων με βάση 4 (Si) | | | | | | |
| Si | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 |
| Ti | 3,740 | 3,732 | 3,728 | 3,763 | 3,610 | 3,731 |
| Al | 0,237 | 0,234 | 0,246 | 0,231 | 0,349 | 0,241 |
| Y | 3,977 | 3,966 | 3,975 | 3,994 | 3,959 | 3,972 |
| Fe | 0,090 | 0,026 | 0,071 | 0,030 | 0,002 | 0,061 |
| Mn | 0,022 | 0,055 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,047 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,012 | 0,023 | 0,035 |
| Ca | 3,814 | 3,856 | 3,870 | 3,918 | 3,851 | 3,854 |
| Na | 0,000 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| K | 0,018 | 0,015 | 0,012 | 0,046 | 0,035 | 0,000 |
| X | 3,943 | 3,947 | 3,953 | 4,007 | 3,911 | 3,997 |

Στον πίνακα 8 παρατίθενται οι χημικές αναλύσεις από αντιπροσωπευτικά δείγματα τιτανίτη στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου. Ο τιτανίτης στην περιοχή μελέτης είναι πλούσιος σε ασβέστιο με μέση τιμή 27,46%, ενώ το τιτάνιο παρουσιάζει μια μέση τιμή στο 37,7%. Επιπλέον, με μικρότερα ποσοστά περιέχει σίδηρο, μαγγάνιο, μαγνήσιο, νάτριο και κάλιο.

Τέλος, έγιναν μικροαναλύσεις και στον ασβεστίτη (Πίν. 9). Ο ασβεστίτης είναι το κυριότερο ορυκτό του ασβεστίου και είναι το κυρίαρχο ορυκτό συστατικό σε πετρώματα όπως οι ασβεστόλιθοι και τα μάρμαρα.

Πίνακας 9. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων ασβεστίτη στη ζώνη επαφής γνευσίου – μαρμάρου. Οι συγκεντρώσεις των στοιχείων δίνονται σε ποσοστό % ανά μόριο.

| Μόρια%\Αρ.Αν. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| CaCO ₃ | 96,85 | 98,19 | 98,39 | 96,24 | 97,98 | 97,06 |
| MgCO ₃ | 0,86 | 1,18 | 0,00 | 2,42 | 0,94 | 0,00 |
| MnCO ₃ | 1,23 | 0,06 | 0,36 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| FeCO ₃ | 1,06 | 0,56 | 0,57 | 1,01 | 0,75 | 2,27 |
| SrCO ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,23 | 0,00 | 0,00 | 0,45 |
| BaCO ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,45 | 0,33 | 0,54 | 0,22 |
| Σύνολο | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Ο ασβεστίτης στην περιοχή μελέτης περιέχει ανθρακικό ασβέστιο πάνω από 96%, με μέση τιμή 97,45%. Επίσης, περιέχει ανθρακικό μαγνήσιο που φτάνει το 2,42%, ανθρακικό μαγγάνιο που φτάνει το 1,23% και ανθρακικό σίδηρο που φτάνει μέχρι και το 2,27%. Σε μικρότερα ποσοστά βρέθηκε ανθρακικό στρόντιο που φτάνει το 0,45% και ανθρακικό βάριο με μέση τιμή 0,37%.

7. Γένεση

Ο σκαπόλιθος μπορεί να δημιουργηθεί και να υπάρξει σε μια ευρεία ποικιλία πετρωμάτων και γεωλογικών περιβαλλόντων. Διάφοροι ερευνητές ανά τον κόσμο αναφέρουν σε εργασίες τους εμφανίσεις του σκαπόλιθου που εκτείνονται από χαμηλής πίεσης σχηματισμούς skarn (Kerrick et al. 1973), χαμηλής έως και μέσης πίεσης περιοχικά μεταμορφωμένων πετρωμάτων (Edwards and Baker 1953), υψηλής πίεσης μεταμορφωμένων πετρωμάτων, (Coolen 1982, Bradshaw 1989), ή ακόμα και σε κιμπερλίτες σε ορισμένες περιοχές της Σιβηρίας και της νοτίου Αφρικής (Bobrievich and Sobolev 1957 και Dawson 1971 αντίστοιχα) και στα βασαλτικά πλατώ (plateau) της Αυστραλίας (Lovering and White 1969). Σπανιότερα, έχουν παρατηρηθεί και εμφανίσεις του σκαπόλιθου σε αλκαλικά πυριγενή πετρώματα ως πρωτογενές σχηματιζόμενο ορυκτό (Larsen 1981, Goff al. 1982).

Ο σκαπόλιθος ως επί το πλείστον, σχηματίζεται και παρατηρείται ως ορυκτό συστατικό των μεταμορφωμένων πετρωμάτων και προκύπτει από μετασωματικές διαδικασίες. Η μετασωμάτωση είναι η σημαντικότερη διαδικασία η οποία μπορεί να προκύψει μετά την τοποθέτηση και την κρυστάλλωση των μαγματικών διεισδύσεων. Αυτές με την σειρά τους τροφοδοτούν τα περιβάλλοντα πετρώματα με τα απαραίτητα συστατικά σε μορφή ρευστής φάσης, η οποία αντιδρά χημικά με τα υπάρχοντα ορυκτά (Einaudi et al. 1981). Έχει επίσης παρατηρηθεί, ότι σε πολλές περιπτώσεις ο σκαπόλιθος έχει καθαρά μετασωματική προέλευση σε σχηματισμούς skarn και σε πετρώματα τα οποία έχουν υποστεί μεταμόρφωση επαφής (Deer et al. 1963). Τέλος, ως σκαπολιθίωση, ονομάζεται η μετασωματική εξαλλοίωση κατά την οποία τα πλαγιόκλαστα του πετρώματος μετατρέπονται προοδευτικά σε σκαπόλιθους. Το πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα σχηματισμού σκαπόλιθου από μετασωματικές διεργασίες βρίσκεται στην περιοχή Kiguna της Σουηδίας, περιοχή στην οποία βρίσκεται ένα από τα μεγαλύτερα κοιτάσματα σιδήρου στον πλανήτη.

Συμπερασματικά, κρίνεται σχεδόν αναγκαίο να είναι γνωστά τα ακριβή θερμοδυναμικά δεδομένα των μεταμορφικών αυτών συστημάτων, έτσι ώστε να είναι γνωστές και οι συνθήκες σχηματισμού του σκαπόλιθου στα διάφορα ανά τον κόσμο πετρογενετικά – γεωτεκτονικά περιβάλλοντα.

8. Συζήτηση – Συμπεράσματα

Ο σκαπόλιθος σχηματίζεται σε ένα ευρύ φάσμα μεταμορφικών και μετασωματικών περιβαλλόντων. Το ορυκτό μπορεί να βρεθεί σε μεγάλο εύρος μεταμορφωμένων πετρωμάτων περιοχικής μεταμόρφωσης, το οποίο καλύπτει σχεδόν όλη την πορεία από την πρασινοσχιστολιθική μέχρι και την γρανουλιτική φάση μεταμόρφωσης. Η χημική σύσταση του ορυκτού εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό και από τον βαθμό μεταμόρφωσης του πετρώματος. Για παράδειγμα, το ποσοστό του μειονίτη στον σκαπόλιθο είναι αρκετά υψηλό σε κρυστάλλους που βρίσκονται σε υψηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα (Deer et al. 1992).

Οι Llambias et al. (1977), αναφέρουν ότι ο σκαπόλιθος είναι ένα καθαρά μεταμορφικό ορυκτό το οποίο συναντάται σε πνευματολυτικά - υδροθερμικά εξαλλοιωμένα πετρώματα ή σε μεταμορφωμένα πετρώματα, ενώ σπανιότερα, μπορεί να εμφανιστεί σκαπόλιθος σε αλκαλικά πυριγενή πετρώματα ως πρωτογενές ορυκτό. Ωστόσο, για τις δυο πρώτες περιπτώσεις, είναι απαραίτητη η ύπαρξη μιας ρευστής φάσης η οποία είναι πλούσια σε Cl^- , CO_2 , SO_3 , και Na^+ (Shaw 1960, Deer et al. 1963). Οι αναλογίες των παραπάνω τεσσάρων συστατικών που θα αποτελούν τη ρευστή φάση του συστήματος, θα καθορίζουν κατά κύριο λόγο και τη σύσταση του σκαπόλιθου. Έτσι, όταν η ρευστή φάση περιέχει αρκετό SO_2 και CO_2 , ευνοείται ο σχηματισμός του μειονίτη, ενώ όταν περιέχει αρκετό Cl , σχηματίζεται ο μαριάλιθος.

Τα δυο κύρια ακραία μέλη του σκαπόλιθου που αποτελούν την ισόμορφη παράμειξη του ορυκτού είναι ο νατριούχος μαριάλιθος και ο ασβεστόχος μειονίτης. Ο χημικός τύπος των ορυκτών είναι: $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{NaCl}$ και $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{CaCO}_3$, αντίστοιχα. Οι ιοντικές αντικαταστάσεις που λαμβάνουν χώρα κατά τον σχηματισμό του ορυκτού είναι οι: $\text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$, $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$ και $\text{Cl}^- \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-}$. Στον μαριάλιθο, έχουν παρατηρηθεί και οι τρεις αυτές αντικαταστάσεις ($\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}) < 0,75$), ενώ στον μειονίτη ($\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}) > 0,75$), το χλώριο αντικαθίσταται πλήρως από την ανθρακική ρίζα, με αποτέλεσμα οι χημικές μεταβολές στο ορυκτό να ρυθμίζονται από την διπλή αντικατάσταση των $\text{NaSi} \leftrightarrow \text{CaAl}$ (Strauss 2003).

Στη φύση δεν έχουν παρατηρηθεί σκαπόλιθοι με σύσταση καθαρού μειονίτη ή μαριάλιθου. Συνήθως η χημική σύσταση του ορυκτού θα κυμαίνεται ανάμεσα σε Me_{20} έως και Me_{80} (Deer et al. 1992). Το τριγωνικό διάγραμμα το οποίο εκφράζει την σύσταση του χλωριούχου σκαπόλιθου έχει ως κορυφές τους χημικούς τύπους $Na_4Al_3Si_9O_{24} \cdot Cl-$ $Na_3CaAl_4Si_8O_{24} \cdot Cl-NaCa_3Al_5Si_7O_{24} \cdot CO_3$ (Pan 1998).

Ο σκαπόλιθος βρίσκεται σε μεταμορφωμένα πετρώματα στα οποία είναι εμφανής η μεταβολή τους μετά από αντιδράσεις με ρευστά τα οποία κυκλοφορούν στο φλοιό. Το πεδίο ισορροπίας του ορυκτού εκφράζεται από ένα μεγάλο εύρος τιμών πίεσης και θερμοκρασίας. Επίσης, η ιδιότητα του ορυκτού να περιλαμβάνει στο πλέγμα του διάφορα πτητικά συστατικά (π.χ. Cl , CO_2 , SO_3), το καθιστά έναν πιθανό δείκτη της τάσης των στοιχείων αυτών, στις διάφορες μετασωματικές διεργασίες στο φλοιό της Γης. Έχει δημοσιευθεί ένας μεγάλος αριθμός εργασιών οι οποίες προσεγγίζουν ποσοτικά τη δραστηριότητα των πτητικών συστατικών κατά τη μεταμόρφωση, βασιζόμενες στη χημεία του σκαπόλιθου (π.χ. Ellis 1978, Moecher and Essene 1990, Moecher and Essane 1991, Gómez-Pugnaire et al. 1994).

Ωστόσο, ο σκαπόλιθος είναι ένα ορυκτό με πολύπλοκη δομή. Έτσι καθίσταται εξαιρετικά δύσκολη η κατανόηση της κατάστασης που υπάρχει μεταξύ του σκαπόλιθου, της ρευστής φάσης και των υπόλοιπων ορυκτών της παραγένεσης πριν από την επίτευξη ισορροπίας. Το μεγαλύτερο πρόβλημα έγκειται στην κατανομή των ανιόντων στην Α-θέση του πλέγματος του σκαπόλιθου. Το τριγωνικό διάγραμμα που περιγράφει την αναλογία των ανιόντων αυτών είναι το σύστημα $Cl-CO_3^{2-}-SO_4^{2-}$ (Klein and Hurlbut 1993). Άλλοι ερευνητές έχουν επισημάνει την σημασία του H_2 στη δομή του σκαπόλιθου (π.χ. Donnay et al. 1978, Swayze and Clark 1990). Οι όξινες ρίζες των HCl , HCO_3^- , HCO_4^- κ.α. οι οποίες μπορούν να βρεθούν στην Α-θέση, καθιστούν ακόμη δυσκολότερη την ποσοτική προσέγγιση της ισορροπίας του σκαπόλιθου.

Επιπρόσθετα, οι αντικαταστάσεις των $[(Na,K)Ca]^{-1}$, $[SiAl]^{-1}$ και $[Cl(CO_3)]^{-1}$, δημιουργούν πολύ ισχυρούς δεσμούς, γεγονός που δυσχεραίνει ακόμη περισσότερο την κατανόηση της ισορροπίας στον σκαπόλιθο. Οι θέσεις στο κρυσταλλοχημικό πλέγμα του σκαπόλιθου είναι αρκετά περιορισμένες, με αποτέλεσμα η σύστασή του να παρουσιάζει έντονη διακύμανση.

Στο συγκεκριμένο πρόβλημα έχουν εκφραστεί δύο αντίθετες απόψεις σχετικά με την κατανομή των πτητικών συστατικών ανάμεσα στον σκαπόλιθο και στη ρευστή φάση.

- ❖ Η πρώτη αναφέρει ότι η σύσταση του σκαπόλιθου σε χλώριο εξαρτάται σε πολύ μεγάλο βαθμό από την ισορροπία των σθενών στο κρυσταλλοχημικό πλέγμα του ορυκτού (Pan et al. 1994).
- ❖ Η δεύτερη άποψη προτείνει ότι η σύσταση του σκαπόλιθου σε χλώριο εξαρτάται άμεσα από την ενεργότητα του NaCl της ρευστής φάσης όταν αυτή βρίσκεται σε ισορροπία με το ορυκτό (Jiang et al. 1994).

Το γεγονός ότι στον σκαπόλιθο βρίσκουμε χλώριο, σημαίνει ότι το ίδιο το χλώριο αποτελεί και δείκτη της σύστασης της ρευστής φάσης. Αυτό συμβαίνει γιατί τα ορυκτά της ομάδας του σκαπόλιθου έχουν την ιδιότητα να ενσωματώνουν στοιχεία ($\text{CO}_3, \text{SO}_4, \text{Cl}$) από τη ρευστή φάση, σε διάφορες μεταμορφικές φάσεις και περιβάλλοντα (Vanko and Bishop 1982, Oterdoom and Wenk 1983, Mora and Valley 1989, Moecher and Essene 1991, Harley et al. 1994). Το χλώριο, όπως επίσης και το φθόριο, βρίσκονται πολύ συχνά στη ρευστή φάση σε όλα τα βάθη του φλοιού και οι αναλογίες τους μπορούν να ποικίλλουν από ppm έως και w.t.% (Markl and Piazzolo 1998).

Αυτά τα αλογόνα (Cl, F) πολλές φορές είναι συστατικά των πετρογενετικών ορυκτών. Βρίσκονται πολύ συχνά σε αμφιβόλους, μαρμαρυγίες, στον απατίτη και συγκεκριμένα στον σκαπόλιθο. Επιπλέον, επειδή είναι ευκόλως ανιχνεύσιμα, μπορεί να υπολογιστεί η αναλογία τους στα ρευστά της μεταμόρφωσης (Munoz and Swenson 1981, Zhu and Sverjensky 1991, Harley and Buick 1992, Markl and Bucher 1998). Στον σκαπόλιθο, αλλά και στα υπόλοιπα πετρογενετικά ορυκτά που αναφέρθηκαν, το χλώριο και το φθόριο μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να προσδιοριστεί η σύσταση της ρευστής φάσης με μεγάλη ακρίβεια (Ellis 1978, Munoz and Swenson 1981, Binder and Troll 1989, Mora and Valley 1989, Kullerud 1996, Markl and Bucher 1998, Yardley et al. 2000, Svensen et al. 2001).

Για να σχηματιστεί ο μαριάλιθος, πρέπει η ρευστή φάση να είναι πλούσια σε άλατα (Albino 1995). Συνήθως, μια ενδεικτική τιμή της αλατότητας για τον σχηματισμό του μαριάλιθου είναι ένα ποσοστό περίπου στο 20% (Vanko and Bishop 1982). Επίσης,

όταν ο σκαπόλιθος είναι πλούσιος σε Cl, αυτό σημαίνει ότι το NaCl της ρευστής φάσης έχει υψηλή ενεργότητα (Orville 1975, Ellis 1978, Vanko and Bishop 1982). Η προέλευση του NaCl, μπορεί να είναι από θαλάσσια ιζηματογενή πετρώματα, ή από άλλες πηγές όπως περιβάλλοντα πετρώματα. Όταν στον σκαπόλιθο το ποσοστό του NaCl είναι κάτω από 20%, τότε η αλατότητα στην ρευστή φάση δεν μπορεί να δικαιολογηθεί από την παρουσία αλίτη στα περιβάλλοντα πετρώματα (Oliver et al. 1994). Από την άλλη μεριά, σύμφωνα με τους Mora and Valley (1989), ο μαριάλιθος χρειάζεται υδροθερμικά ρευστά πλούσια σε χλώριο για τον σχηματισμό του, γεγονός που υποδηλώνει ότι τα μετεωρικά υγρά δεν συμμετέχουν σε αυτή τη περίπτωση στο σχηματισμό του σκαπόλιθου. Στον σκαπόλιθο αυτής της εργασίας, το ποσοστό του χλωρίου στις χημικές αναλύσεις είναι εξαιρετικά μικρό, έτσι τα μεταμορφικά ρευστά που βοήθησαν στον σχηματισμό του δεν είναι προϊόντα από παραπλήσιες εξωτερικές πηγές πλούσιες σε αλίτη. Αντιθέτως, το κύριο συστατικό του σκαπόλιθου είναι το CO₂, γεγονός που πιθανόν να δηλώνει τη συμμετοχή μετεωρικών ρευστών στο σχηματισμό του.

Η ισορροπία του σκαπόλιθου έχει παρουσιαστεί σε ένα σύστημα Ab-An-CaCO₃-NaCl από πολλούς ερευνητές (Orville 1975, Goldsmith and Newton 1977, Ellis 1978, Vanko and Bishop 1982, Aitken 1983), οι οποίοι πειραματικά απέδειξαν τα παρακάτω:

1. Η σταθερότητα του σκαπόλιθου και το εύρος της ισορροπίας του σε σχέση με το πλαγιόκλαστο αυξάνεται με την αύξηση του NaCl.
2. Τα ρευστά που βρίσκονται σε ισορροπία με τον σκαπόλιθο, χαρακτηρίζονται από μεγάλες συγκεντρώσεις σε NaCl.

Όταν ο σκαπόλιθος δημιουργείται εις βάρος των πλαγιοκλάστων, έχει παρατηρηθεί ότι εκτός από χλώριο, η ρευστή φάση περιέχει και CO₂. Με την αύξηση του CO₂ στο σύστημα, η διαλυτότητα του NaCl μειώνεται (Takenouchi and Kennedy 1965). Έτσι, υπάρχει μια πιθανότητα όταν το NaCl έχει πολύ υψηλή συγκέντρωση στην ρευστή φάση, να διαχωρίζεται από αυτήν, και τελικά να δημιουργούνται δυο μη αναμιξιμες ρευστές φάσεις, η ρευστή φάση του NaCl και η ρευστή φάση του CO₂, η οποία βρίσκεται σε αέρια κυρίως μορφή.



Κατά τον Strauss (2003), ο ασβεστίτης και ο σκαπόλιθος μπορούν να δημιουργηθούν από ρευστά πλούσια σε CO₂ μεγάλης αλατότητας υπό μεταμορφικές συνθήκες HT/LP. Το ασβέστιο που χρειάζεται για τον σχηματισμό του ασβεστίτη βρίσκεται ενωμένο με χλώριο μέσα σε θερμά διαλύματα, ενώ ταυτόχρονα με αυτή την χημική διεργασία μπορεί να παρατηρηθεί και κάποιο φαινόμενο σκαπολιθώσεως.

Κατά τους Goldsmith and Newton (1977) και Aitken (1983) υπάρχει μια σχέση η οποία δηλώνει την ισορροπία ανάμεσα στο πλαγιόκλαστο και στο μειονίτη στην άνω γρανουλιτική και άνω αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης:



Αποτέλεσμα των ερευνών αυτών ήταν ότι οι κύριες μεταβλητές που ρυθμίζουν τη διαλυτότητα του πλαγιόκλαστου και του σκαπόλιθου είναι οι ποσότητες των CO₂ και H₂O καθώς και η θερμοκρασία του συστήματος στη φάση ισορροπίας. Η πίεση έχει αμελητέο ρόλο στην ισορροπία των ορυκτών αυτών. Πιο συγκεκριμένα, ο Aitken (1983), θεώρησε ως ελάχιστη θερμοκρασία για την ισορροπία των παραπάνω ορυκτών τους 525°C, με τη συγκέντρωση του CO₂ στη ρευστή φάση μεγαλύτερη από 13 mole%. Άλλοι ερευνητές όπως οι Oterdoom and Gunter (1983), συμπέραναν ότι η χημική αντίδραση ανάμεσα στα 3 ορυκτά συμβαίνει σε θερμοκρασίες T>550°C (Larsen 1991).

Οι Newton and Goldsmith (1975, 1976) και Goldsmith and Newton (1977), έκαναν έρευνες πάνω στην ισορροπία της παραγένεσης του σκαπόλιθου με πλαγιόκλαστο, αλίτη, ασβεστίτη και ανυδρίτη. Τα δεδομένα της πίεσης και της θερμοκρασίας που προέκυψαν, δείχνουν ότι ο σκαπόλιθος είναι ένα δύστηκτο ορυκτό σε υψηλές πιέσεις. Έτσι η παραγένεση πλαγιόκλαστο – ασβεστίτης αντικαθίσταται από τον σκαπόλιθο όταν η θερμοκρασία αυξάνεται στο σύστημα. Επίσης, σύμφωνα με τους Goldsmith and Newton (1977), αποδείχθηκε ότι ο μειονίτης είναι εξαιρετικά σταθερός σε συνύπαρξη με ασβεστίτη και ανορθίτη σε θερμοκρασίες άνω των 875°C, ανεξάρτητα από την τιμή της πίεσης στο σύστημα (Baker and Newton 1994).

Στην περιοχή μελέτης, ο σκαπόλιθος εμφανίζεται στα όρια γνευσίου και μαρμάρου και βρίσκεται σ' επαφή με ασβεστίτη και χαλαζία ενώ μέρος της παραγένεσης αποτελεί ο διοξίδιος και ο τιτανίτης.

Ο σχηματισμός του σκαπόλιθου αποδίδεται σε μετασωμάτωση. Η ρευστή φάση εισήλθε στο όριο γνευσίου – μαρμάρου όπου ήταν εύκολο να κινηθεί και να αντιδράσει με τα ορυκτά των δύο λιθολογικών τύπων. Η ρευστή φάση πρέπει να ήταν πλούσια σε CO₂ και φτωχή σε H₂O αφού ο σκαπόλιθος που σχηματίζεται είναι μειονίτης, ενώ τα ορυκτά που τον συνοδεύουν, διοψίδιος και τιτανίτης, είναι άνυδρα. Η ύπαρξη του σκαπόλιθου σε επαφή με τον ασβεστίτη του μαρμάρου δηλώνει ότι το CO₂ προήλθε από το μάρμαρο της ζώνης επαφής. Από τον ίδιο λιθολογικό τύπο προήλθε και το ασβέστιο το οποίο με τη σειρά του σχημάτισε ένα πλήθος ασβεστούχων ορυκτών, τα οποία συμπληρώνουν την παραγένεση. Τα κυριότερα ορυκτά από αυτά είναι ο τιτανίτης και ο πυρόξενος, τα οποία εμφανίζονται επίσης στην επαφή του γνευσίου με το μάρμαρο. Άλλα ασβεστούχα ορυκτά που εμφανίζονται σε μικρότερες ποσότητες είναι οι αμφίβολοι, ο αλλανίτης, ο οποίος είναι φορέας σπανίων γαιών (La, Ce, Nd, Y, Th), ο χλωρίτης καθώς και ελάχιστος ζοϊσίτης.

Η ρευστή φάση πρέπει να ήταν φτωχή σε NaCl αφού, όπως προκύπτει από τη χημική σύσταση του σκαπόλιθου, η περιεκτικότητά του σε Cl είναι πολύ μικρή (<0,2% κ.β.). Εντούτοις, η ύπαρξη Na στη χημική σύσταση του σκαπόλιθου δείχνει ότι αυτό πρέπει να προήλθε από κάποια άλλη πηγή. Η δράση επομένως θερμών ρευστών πλούσια σε CO₂ και φτωχά σε H₂O οδήγησαν στη δημιουργία του σκαπόλιθου, του διοψιδίου και του τιτανίτη. Όπως προαναφέρθηκε, ο μειονίτης είναι εξαιρετικά σταθερός σε συνύπαρξη με ασβεστίτη και ανορθίτη σε θερμοκρασίες άνω των 875°C, ανεξάρτητα από την τιμή της πίεσης στο σύστημα. Ο σκαπόλιθος της παρούσας μελέτης παρουσιάζει όμως διακύμανση στο μόριο του μειονίτη, το οποίο κυμαίνεται από 61-81,5% σε κρυστάλλους που βρίσκονται σε επαφή με ασβεστίτη και από 35,5-57,2% σε κρυστάλλους που βρίσκονται σε επαφή με πυρόξενο και τιτανίτη. Η διακύμανση αυτή μπορεί να οφείλεται σε διαφοροποιήσεις στη σύσταση της ρευστής φάσης.

Σύμφωνα με τον Abart (1995), η χημική σύσταση μιζονίτη απαιτεί θερμοκρασίες 550°C. Παρόμοιες θερμοκρασίες σχηματισμού σκαπόλιθου, 600°C δίνονται από τους Motoyoshi et al. (1991) και 550°C από τους Droop and Al-Filali (1996). Από τα παραπάνω προκύπτει ότι οι πρώτοι κρύσταλλοι σκαπόλιθου σχηματίστηκαν σε επαφή με τον ασβεστίτη σε θερμοκρασία περίπου 700°C και από ρευστά ιδιαίτερα πλούσια σε

CaCO_3 ενώ οι επόμενοι κρύσταλλοι σχηματίστηκαν σε επαφή ή ταυτόχρονα με το διοξείδιο σε θερμοκρασίες χαμηλότερες, περίπου $550\text{-}600^\circ\text{C}$. Η πίεση δεν μπόρεσε να εκτιμηθεί (Sánchez-Vizcaino and Soto 1999).

Πηγή της ρευστής φάσης η οποία έχει εμπλουτιστεί σε CO_2 , θεωρείται κάποια μαγματική διείσδυση. Στην περιοχή μελέτης, οι κύριοι πυριγενείς όγκοι είναι ο γρανοδιορίτης του Στρατωνίου και οι πορφύρες στην περιοχή των Σκουριών. Έτσι, ο σχηματισμός του σκαπόλιθου συνδέεται με ρευστά διαλύματα που προήλθαν από τις προαναφερθείσες μαγματικές διεισδύσεις, τα οποία περιείχαν Si και Na, εμπλουτίστηκαν σε Ca και CO_2 όταν κινήθηκαν στο όριο γνευσίου-μαρμάρου με αποτέλεσμα να γίνουν φτωχά σε H_2O και να σχηματίσουν παράλληλα διοξείδιο και τιτανίτη.

Συμπερασματικά:

- Ο σκαπόλιθος δημιουργήθηκε από μετασωματικές διαδικασίες στην επαφή γνευσίου-μαρμάρου.
- Η ρευστή φάση που έδωσε τον σκαπόλιθο περιείχε Na και Si ενώ ήταν πλούσια σε CO_2 και φτωχή σε H_2O . Στη συνέχεια εμπλουτίστηκε σε Ca^{2+} γεγονός που ευνόησε τον σχηματισμό άλλων ανυδρών ορυκτών του ασβεστίου όπως τιτανίτη, πυρόξενο κ.α. τα οποία αποτελούν ορυκτά της μεταμορφικής αυτής παραγένεσης και παίρνουν μέρος στην ισορροπία του συστήματος.
- Ο σκαπόλιθος που βρίσκεται σε επαφή με ασβεστίτη σχηματίστηκε αρχικά σε θερμοκρασίες περίπου 700°C ενώ οι κρύσταλλοι που βρίσκονται σε επαφή με το διοξείδιο σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες χαμηλότερες, περίπου $550\text{-}600^\circ\text{C}$.
- Ο σκαπόλιθος σχηματίστηκε από ρευστά διαλύματα που προήλθαν από τους μαγματικούς όγκους που υπάρχουν στην περιοχή μελέτης. Οι κύριοι πυριγενείς όγκοι είναι ο γρανοδιορίτης του Στρατωνίου και οι πορφύρες της περιοχής των Σκουριών. Αυτοί οι πλουτωνίτες συνδέονται με το τελευταίο μαγματικό επεισόδιο που συνέβη στην Σερβομακεδονική μάζα κατά το Τριτογενές (Hώκαινο – Ολιγόκαινο) (Kroll et al. 2002).



- Abart R. 1995. Phase equilibrium and stable isotope constraints on the formation of metasomatic garnet-vesuvianite veins (SW Adamello, N Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122:116-133.
- Aitken G.B. 1983. T-X_{CO2} stability relations and phase equilibria of calcic carbonate scapolite. *Geoch. et Cosmoch. Acta.* 47: 351-362.
- Albino G.V. 1995. Sodium metasomatism along the Melones Fault Zone, Sierra Nevada Foothills, California. *Mineralogical Magazine*, 59, 383–400.
- Baker J. and Newton R.C. 1994. Standard thermodynamic properties of meionite, Ca₄Al₆Si₆O₂₄CO₃, from experimental phase equilibrium data. *American Mineralogist*, 79, 478-484.
- Binder G. and Troll G. 1989. Coupled anion substitution in natural carbon-bearing apatites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 394-401.
- Bobrievich A.P. and Sobolev V.S. 1957. Eclogitization of the pyroxene crystalline schists of the Archean complex. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, 86, 3-17.
- Bonev E. 1966. Revue générale de la structure géologique de la Bulgarie. *Bull Geol Inst* 15 :5–24.
- Bonewitz R.L. 2005. *Smithsonian Rock and Gem: The definitive guide to rocks, minerals, gems, and fossils*. D.K. Publishing Inc. / Smithsonian Institution and Dorling Kindersley Limited. 218, 254 p.
- Borsi S. Ferrara G and Mercier J. 1965. Détermination de l' age des séries métamorphiques du Massif Serbomacédonien au NordEst de Thessalonique (Grèce) par les methodes Rb/Sr et K/ Ar. *Ann Soc Géol Nord* 84: 223–225.
- Bradshaw J.Y. 1989. Early Cretaceous vein-related garnet granulite in Fiordland, Southwest New Zealand: A case for infiltration of mantle derived CO₂-rich fluids. *Journal of Geology*, 97, 697-718.



Chatzidimitriadis E., Kiliyas A. and Staikopoulos G. 1985. Nuovi Aspetti per la Geologia e Tettonica del Masiccio Serbomacedone e dell Re-gioni Adiasenti della Grecia del Nord. Boll della Soc. Geol. Italiana, 104.

Coolen J.J.M.M.M. 1982. Carbonic fluid inclusions in granulites from Tanzania: A comparison of geobarometric methods based on fluid density and mineral chemistry. *Chemical Geology*, 37, 59-77.

Dawson J.B. 1971. Advances in kimberlite geology. *Earth Science Reviews*, 7, 187-214.

Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals (2nd ed.). London: Longman ISBN 0-582-30094-0.

Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J. 1963. Rock-forming minerals, vol. 4. New York: John Wiley & Sons 1963.

Dimitriadis S. and Godelitsas A. 1991. Evidence for high pressure metamorphism in the Vertiskos group of the Serbomacedonian massif. The eclogite of Nea Roda, Chalkidiki. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.* 25, 67-80.

Dimitrijeviè D. 1974. Sur l' age du métamorphisme et des plissements dans la masse Serbomacédonienne. *Bull VI Congr Assoc Geol Carpatho-Balcanique* 1 :339–347.

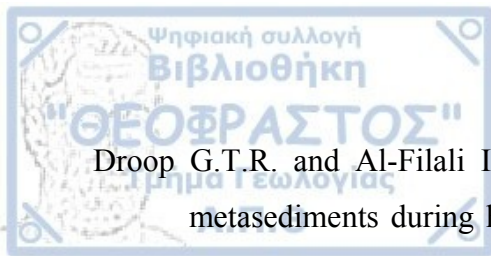
Dimitrijevic M. and Ciric B. 1967. Essai sur l' evolution de la masse Serbo – Macedonienne. *Acta Geol. Acad. Scient*, 11, 35-47.

Dimitrijeviè M. and Ciriè B. 1966. Der tektonische Bau des Serbomazedonischen Massivs. *Geotectonica* 5: 32–41.

Dixon J.E. and Dimitriadis S. 1984. Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbo-Macedonian Massif, near Lake Volvi, Northeast Greece. *Geol Soc Lond Spec Publ* 17 :603–618.

Dong P. 2005. Halogen-element (F, Cl, and Br) behaviour in apatites, scapolite, sodalite: an experimental investigation with field applications. Doctoral thesis, Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon.

Donnay G., Shaw III C.F., Butler I.S. and O'Neil J.R., 1978. The presence of HCl in scapolites. *Canadian Mineral.* 16, 341–345.



Droop G.T.R. and Al-Filali I.Y. 1996. Interaction of aqueous fluids with calcareous metasediments during high-T, low-P regional metamorphism in the Qadda area, southern Arabian Shield. *J. Metamorph. Geol.*, 14:613-634.

Edwards A.B. and Baker G. 1953. Scapolitization in the Cloncurry District of north-western Queensland. *Journal of the Geological Society of Australia*. 1, 1-33.

Einaudi M.T., Meinert L.D. and Newberry R.J. 1981. Skarn deposits. *Econ. Geology*, 75th Anniversary Volume, p.317-391.

Ellis D.E. 1978. Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750° C and 4000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1271-1281.

Goff F., Arney B.H. and Eddy A.C. 1982. Scapolite phenocrysts in a latite dome, northwest Arizona, U.S A. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 86-92.

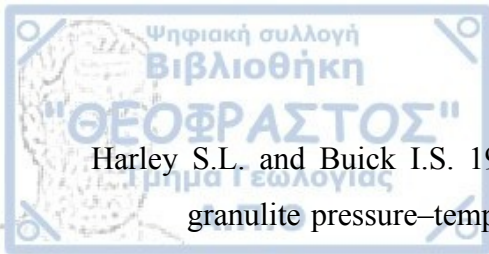
Goldsmith J.R. and Newton R.C. 1977. Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-CaCO₃-CaSO₄. *Am. Mineral.* 62, 1063–1081.

Gómez-Pugnaire M.T., Franz G., and Sanchez-Vizcaino V.L. 1994. Retrograde formation of NaCl-scapolite in high pressure metaevaporites from the Cordilleras Beticas (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 448–461.

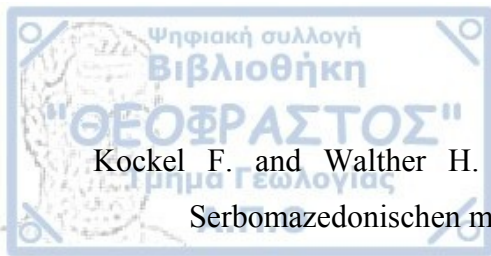
Himmerkus F., Anders B., Reischmann T. and Kostopoulos D. 2007. Gondwana-derived terranes in the northern Hellenides. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America, Memoir 200:379–390.*

Himmerkus F., Reischmann T. and Kostopoulos, D.K., 2006a. Late Protero-zoic and Silurian basement units within the Serbo-Macedonian Massif, northern Greece: The significance of terrane accretion in the Hellenides, in Mountrakis, D., and Robertson, A.H.F., eds., *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region: Geological Society [London] Special Publications 260*, p. 35–50.

Himmerkus F., Reischmann T. and Kostopoulos D. 2006b. Permo-Carboniferous and upper Jurassic basement ages in the Kerdillion Unit, eastern Serbo-Macedonian Massif, northern Greece. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 05758, 2006. European Geosciences Union 2006.



- Harley S.L. and Buick I.S. 1992. Wollastonite–scapolite assemblages as indicators of granulite pressure–temperature–fluid histories: the Rauer Group, East Antarctica. *Journal of Petrology* 33, 693–728.
- Harley S.L., Fitzsimons I.C.W. and Buick I.S. 1994. Reactions and textures in wollastonite–scapolite granulites and their significance for pressure–temperature–fluid histories of high-grade terranes. *Precambrian Research* 66, 309–323.
- Jaranov D. 1960. *La tectonique de la Bulgarie*. Maison d' edition d' Etat, Sofia.
- Jiang S.-Y., Palmer M.R., Xue C.-J. and Li Y.-H. 1994. Halogen-rich scapolite-biotite rocks from the Tongmugou Pb-Zn deposit, Qinling, north-western China: Implications for the ore-forming processes. *Mineral. Mag.* 58, 543–552.
- Kassoli-Fournaraki A. 1991. Ca-rich scapolite in quartz amphibolites from the Sarti area, northern Greece *Eur. J. Min.*, 3, 887-94.
- Kauffman G., Kockel F. and Mollat H. 1976. Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula formation in the innermost zone of the Hellenides (northern Greece). *Bull Soc Geol France* 18 :225–230.
- Kerrick D.M., Crawford K.E. and Randazzo A.F. 1973. Metamorphism of calcareous rocks in three roof pendants in the Sierra Nevadas, California. *Journal of Petrology*, 14, 303-325.
- Kilias A., Falalakis G. and Mountrakis D. 1999. Cretaceous–Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). *Int Journ Earth Sciences*.
- Kilias A., Falalakis G. and Mountrakis D. 1997. Alpine tectonometamorphic history of the Serbomacedonian metamorphic rocks: Implication for the Tertiary unroofing of the Serbomacedonian-Rhodope metamorphic complexes (Macedonia, Greece). *Mineral Wealth*, 105, 9-32.
- Klein C. and Hurlbut C.S.Jr. 1993. *Manual of Mineralogy* (after James D. Dana), 21th Ed. John Wiley and Sons.
- Kockel F. and Walther H. 1965. Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischem und Rila-Rhodope Massiv in Ost Mazedonien. *Geol Jahrb* 83 :575–602.



Kockel F. and Walther H. 1968. Zur Geologischen entwicklung des Sudli-chen Serbomazedonischen massivs. Bulg. Ak. Sc. Bull. Geol. KH XVII., 133-142.

Kockel F., Mollat H. and Walther H. 1977. Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete, 1:100,000 (Nord-Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 119 pp.

Kostopoulos D., Reischmann T. and Sklavounos S. 2001. Paleozoic and Early Mesozoic Magmatism and Metamorphism in the Serbo-Macedonian Massif, Central Macedonia, Northern Greece. In: The Evolution of the Tethyan Orogenic Belt, 318.

Kroll T., Müller D., Seifert T., Herzig Peter M. and Schneider A. 2002. Petrology and geochemistry of the shoshonite-hosted Skouries porphyry Cu–Au deposit, Chalkidiki, Greece. Mineralium Deposita 137-144.

Kuhn B. K. 2004. Scapolite stability: phase relations and chemistry of impure metacarbonate rocks in the Central Alps. Doctoral Thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zürich, 258.

Kullerud K. 1996. Chlorine-rich amphiboles: Interplay between amphibole composition and an evolving fluid. European Journal of Mineralogy, v. 8, p. 355–370.

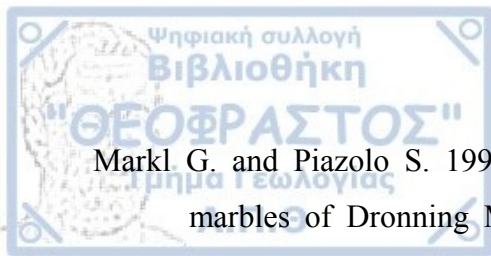
Kydonakis K., Brun J-P., Sokoutis D. and Gueydan F. 2015. Kinematics of Cretaceous subduction and exhumation in the western Rhodope (Chalkidiki block). ScienceDirect, Tectonophysics, 218-235.

Larsen J.G. 1981. Medium pressure crystallization of a monchiquitic magma: Evidence from megacrysts of Drever's block, Ubekendt Ejland, West Greenland. Lithos, 14, 241-262.

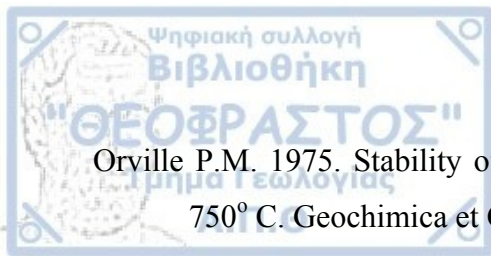
Larsen R.B. 1991. Tungsten skarn mineralisations in a regional metamorphic terrain in Northern Norway: a possible metamorphic ore deposit. Mineralium Deposita, v. 26, pp. 281–289.

Llambias E.J., Gordillo C.E., and Bedlioy D. 1977. Scapolite veins in a quartz monzodiorite stock from Los Molles, Mendoza, Argentina. American Mineralogist, 62, 132-135.

Lovering J.F. and White A.J.R. 1969. Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 21, 9-52.



- Markl G. and Piazzolo S. 1998. Halogen-bearing minerals in syenites and high-grade marbles of Dronning Maud Land, Antarctica: monitors of fluid compositional changes during late-magmatic fluid-rock interaction processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 246–268.
- Markl G. and Bucher K. 1998. Composition of fluids in the lower crust inferred from metamorphic salt in lower crustal rocks. *Nature*, v. 391, p. 781-783 doi: 10.1038/35836.
- Mercier J. 1966. Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale. *Ann. Geol. Des Pays Hell.*, 20, 1-793.
- Moecher D.P. and Essene E.J. 1990. Phase equilibria for calcic scapolite, and implications of variable Al-Si disorder for P-T, TXCO₂, and a-X relations. *J. Petrol.* 31, 997-1024.
- Moecher D.P. and Essene, E.J. 1991. Calculation of CO₂ activities using scapolite equilibria: Constraints on the presence and composition of a fluid phase during high grade metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 219-240.
- Mora C.I. and Valley J.W. 1989. Halogen-rich scapolite and biotite: Implications for metamorphic fluid-rock interactions. *Am. Mineral.* 74, 721–737.
- Motoyoshi Y., Thost D.E. and Hensen B.J. 1991. Reaction textures in calc-silicate granulites from the Bolingen Islands, Prydz Bay, East Antarctica: implications for the retrograde P-T path. *J. Metamorph. Geol.*, 9:293-300.
- Munoz J.L. and Swenson A. 1981. Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids. *Econ. Geol.*, 76, 2212-21.
- Newton R.C. and Goldsmith J.R., 1975. Stability of the scapolite meionite (3CaAl₂Si₂O₈·CaCO₃) at high pressure and storage of CO₂ in the deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 49, 49-62.
- Newton R.C. and Goldsmith J.R. 1976. Stability of the end-member scapolites: 3NaAlSi₃O₈·NaCl, 3CaAl₂Si₂O₈·CaCO₃, 3CaAl₂Si₂O₈·CaSO₄. *Zeits. Kristallogr.* 43, 333-353.
- Oliver N.H.S., Rawling T.J, Cartwright I. and Pearson P.J. 1994. High-temperature fluid-rock interaction and scapolitization in an extension-related hydrothermal system, Mary Kathleen, Australia. *Journal of Petrology*, 35, 1455-1492.



Orville P.M. 1975. Stability of scapolite in the system Ab-An-NaCl-CaCO₃ at 4kb and 750° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 1091-1095.

Oterdoom W.H. and Gunter W.D. 1983. Activity models for plagioclase and CO₃ scapolite – an analysis of field and laboratory data. *American Journal of Science* 283-A: 255-282.

Oterdoom W.H. and Wenk H.R. 1983. Ordering and composition of scapolite: Field observations and structural interpretations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83, 330-341.

Pan Y. 1998. Scapolite in skarn deposits: Petrogenetic and geochemical significance. In: *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, D.R. Lentz (Editor), Mineralogical Association of Canada Short Course Series 26, 69-109.

Pan Y., Fleet M.E. and Ray G.E. 1994. Scapolite in two gold deposits: Nickel Plate, British Columbia and Hemlo, Ontario. *Canadian Mineral.* 32, 825–837.

Papadopoulos A., Christofides G., Koroneos A., Stoulos S. and Papastefanou C. 2013. Radioactive secular equilibrium in ²³⁸U and ²³²Th series in granitoids from Greece. *ScienceDirect, Applied Radiation and Isotopes*, p. 95-104.

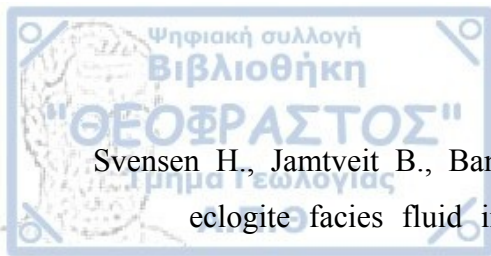
Papadopoulos C. and Kiliass, A. 1985. Altersbeziehungen zwischen Metamorphose und Deformation im Zentralen Teil des Serbomazedonischen Massivs (Vertiskos Gebirge, Nord- Griechenland), *Geol. Rundsch.* 74:77–85.

Sánchez-Vizcaino V.L. and Soto J.I. 1999. Metamorphism of calc-silicate rocks from the Alboran basement. In: Zahn R., Comas M.C. and Klaus A. (Eds.) 1999. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 161, 251-261.

Shaw D.M. 1960. The geochemistry of scapolite. Part I. Previous work and general mineralogy. *J. Petrol.*. The geochemistry of scapolite. Part II. Trace elements, petrology and general geochemistry. *J. Petrol.*

Spassov C.S. 1961. Notizen über die Palaeogeographie und tecktonische Aktivität während des Palaeozoikums. *Trav Geol Bulg Ser Strat Tect* 2 :43–54 (in Bulgarian).

Strauss T.A.L. 2003. The geology of the Proterozoic Haveri Au-Cu deposit, Southern Finland. Ph.D. thesis, Rhodes University.



- Svensen H., Jamtveit B., Banks D.A. and Austrheim H. 2001. Halogen contents of eclogite facies fluid inclusions and minerals: Caledonides, western Norway. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 165-178.
- Swayze G.A. and Clark R.N. 1990. Infrared spectra and crystal chemistry of scapolites: Implications for Martian mineralogy. *J. Geophys. Res.* 95, 14481–14495.
- Takenouchi S. and Kennedy G.C. 1965. The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. *American Journal of Science*, 263, 445-454.
- Teertstra D.K. and Sherriff B.L. 1997. Substitutional mechanisms, compositional trends and the end-member formulae of scapolite. *Chemical Geology* 136, 233-260.
- Vanko D.A. and Bishop F.C. 1982. Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt lopolith, N.W. Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81, 277-289.
- Yardley B., Gleeson S., Bruce S., and Banks D. 2000. Origin of retrograde fluids in metamorphic rocks. *J. Geochem. Explor.* 69, 281-285.
- Zhu C. and Sverjensky D.A. 1991. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 1837-1858.

Ελληνική Βιβλιογραφία

- Δημητριάδης Σ.Θ. 1988. Εισαγωγή στην πετρολογία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Εκδόσεις Γιαχούδη, Θεσσαλονίκη.
- Δημητριάδης Σ. 1974. Πετρολογική μελέτη των μιγματικών γνευσίων και αμφιβολιτών των περιοχών Ρεντίνας- Ασπροβάλας, Σταυρού – Ολυμπιάδος. Διδακτ. Διατρ. Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 232p.
- Θεοδωρίκας Σ. 2014. Γεωχημεία, εκδ., ΓΡΑΦΙΚΕΣ ΤΕΧΝΕΣ «ΜΕΛΙΣΣΑ», Θεσσαλονίκη, 2014, Έκδοση 5^η.
- Ι.Γ.Μ.Ε. 1973. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Σταυρός σε κλίμακα 1:50.000. Αθήνα.
- Κασώλη-Φουρναράκη Α. 1981. Συμβολή στην ορυκτολογική και πετρολογική μελέτη αμφιβολιτικών πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής μάζας Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ.



Κούρου Α. 1991. Λιθολογία, τεκτονική, γεωχημεία και μεταμόρφωση ενός τμήματος της ομάδας του Δ. Βερτίσκου. Ηπειροχώρα ΒΑ από τη λίμνη Κορώνεια. Διδακτ. Διατρ. Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 461p.

Μουντράκης Δ.Μ. 2010. Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη.

Μπόσκος Ε. και Μπαζιώτης Ι. 2005: Πετρολογία και Γεωχημεία αμφιβολιτωμένων εκλογιτών και τροντιεμιτικών φλεβών από την περιοχή Οργάνης-Κύμης της Ανατολικής Ροδόπης. Πρακτικά 2ου Συνεδρίου της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας-Ορυκτολογίας και Γεωχημείας, σελ. 259-268.

Μπόσκος Ε. 1978: Ο σκαπόλιθος της Σερίφου και παρατηρήσεις σχετικά με τη σύσταση του γρανάτη ορισμένων γρανατιτών της νήσου. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρίας, τομ. XIII/2, σελ.34-45.

Oladeji A.J. 1997. Η Έρευνα του γρανίτη της Αρναίας, Νομού Χαλκιδικής από γεωλογική και πετρογραφική άποψη. Διδακτ. Διατρ. Πανεπ. Θεσσαλονίκης.

Σακελλαρίου Δ. 1989. Γεωλογία της Σερβομακεδονικής μάζας στη ΒΑ Χαλκιδική. Παραμόρφωση και Μεταμόρφωση. Διδακτ. Διατρ. Πανεπ. Αθηνών, 177p.

Σιδηρόπουλος Ν. 1991. Λιθολογία, γεωχημεία, τεκτονική και μεταμόρφωση του ΒΔ τμήματος του Βερτίσκου. Η περιοχή του Ορους Δύσωρο (Κρούσια) βόρεια από το Κιλκίς. Διδακτ. Διατρ. Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 592p.

Φαλαλάκης Γ. 2004. Κινηματική ανάλυση και παραμόρφωση στο όριο των κρυσταλλοσχιστωδών μαζών της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης (όρη Κερκίνης, Βροντούς – Μακεδονία). Διδακτ. Διατρ. Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 153p.

Ηλεκτρονικές Πηγές

http://webmineral.com/jpowd/JPX/jpowd.php?target_file=Scapolite.jpg

http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y/lessons/lesson_min_6_silicates.pdf