

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ -ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ -ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

# ΦΡΕΙΔΕΡΙΚΗ Π. ΚΟΥΜΑΝΤΑΝΟΥ

# ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΕΖΟΥΒΙΑΝΙΤΩΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΖΩΝΕΣ ΕΠΑΦΗΣ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ ΞΑΝΘΗΣ ΚΑΙ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2017



# ΦΡΕΙΔΕΡΙΚΗ Π. ΚΟΥΜΑΝΤΑΝΟΥ

# ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΕΖΟΥΒΙΑΝΙΤΩΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΖΩΝΕΣ ΕΠΑΦΗΣ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ ΞΑΝΘΗΣ ΚΑΙ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας

# Επιβλέποντες Καθηγητές

Καθηγητής Κορωναίος Αντώνιος

Επίκουρη Καθηγήτρια Παπαδοπούλου Λαμπρινή



Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΕΖΟΥΒΙΑΝΙΤΩΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΖΩΝΕΣ ΕΠΑΦΗΣ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ ΞΑΝΘΗΣ ΚΑΙ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

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

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



ΠΡΟΛΟΓΟΣ1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ2
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ
2.1. Μάζα Ροδόπης3
2.2. Περιροδοπική ζώνη5
2.3. Σερβομακεδονική μάζα7
3. ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ9
3.1. Ορυκτολογία-Πετρολογία-Τεκτονική τοποθέτηση9
4. ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ12
4.1. Ορυκτολογία-Πετρολογία-Τεκτονική τοποθέτηση
5. ΘΕΡΜΙΚΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ13
5.1. Γενικά13
5.2. Skarn
5.3. Κερατίτες15
6. ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΕΠΑΦΗΣ ΣΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ17
6.1. Skarn Ξάνθης17
6.2. Μεταμόρφωση επαφής Σιθωνίας17
7. BEZOYBIANITHΣ19
7.1. Ορυκτοχημεία-Κρυσταλλοδομή19
7.2. Εμφάνιση22
8. BEZOYBIANITHΣ ΞΑΝΘΗΣ23
9. ΒΕΖΟΥΒΙΑΝΙΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ26
10. ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ
10.1. Σύγκριση βεζουβιανίτη Ξάνθης-Σιθωνίας
10.1. Σύγκριση βεζουβιανίτη Ξάνθης-Σιθωνίας29 10.2. Ζώνωση βεζουβιανίτη Ξάνθης



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης αποτελεί μέρος του μαγματισμού της μάζας της Ροδόπης, ενώ ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας διεισδύει σε πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης και της Σερβομακεδονικής μάζας.

Το πρώτο κεφάλαιο αποτελεί την εισαγωγή στο αντικείμενο της διπλωματικής εργασίας.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρατίθεται η περιγραφή των γεωλογικών ζωνών που ανήκουνε οι δύο περιοχές μελέτης, της μάζας της Ροδόπης όπου διεισδύει ο πλουτωνίτης της Ξάνθης, και της Περιροδοπικής ζώνης και της Σερβομακεδονικής μάζας, όπου διεισδύει ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα ορυκτολογικά και πετρολογικά χαρακτηριστικά, καθώς και η τεκτονική τοποθέτηση του πλουτωνίτη της Ξάνθης.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρατίθενται τα ορυκτολογικά και πετρολογικά χαρακτηριστικά του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Στο πέμπτο κεφάλαιο δίνονται γενικές πληροφορίες για τη θερμική μεταμόρφωση, τις συνθήκες και τα προϊόντα που προκύπτουν από αυτή.

Στο έκτο κεφάλαιο περιγράφονται οι δύο ζώνες επαφής, του πλουτωνίτη της Ξάνθης και του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Στο έβδομο κεφάλαιο δίνονται τα γενικά χαρακτηριστικά του βεζουβιανίτη που αφορούν την ορυκτοχημεία, την κρυσταλλική του δομή, τις φυσικές και τις οπτικές του ιδιότητες.

Στο όγδοο και ένατο κεφάλαιο παρατίθενται τα χαρακτηριστικά των βεζουβιανιτών που εμφανίζονται στη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη της Ξάνθης και του πλουτωνίτη της Σιθωνίας αντίστοιχα.

Στο δέκατο κεφάλαιο γίνεται η σύγκριση των δύο βεζουβιανιτών και παρατίθενται τα συμπεράσματα της μελέτης.



Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης βρίσκεται βόρεια της πόλης της Ξάνθης. Διεισδύει σε μάρμαρα και μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης.

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας βρίσκεται στην ομώνυμη χερσόνησο της Χαλκιδικής και διεισδύει κυρίως σε πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης και της Σερβομακεδονικής μάζας.

Ο βεζουβιανίτης πήρε το όνομά του από την ομώνυμη περιοχή του Βεζουβίου στην Ιταλία και είναι σωροπυριτικό ορυκτό ποικίλου χρώματος. Έχει αναφερθεί σε διάφορες περιοχές του ελλαδικού χώρου αλλά στην παρούσα εργασία εξετάζεται η εμφάνισή του στις ζώνες επαφής των δύο πλουτωνιτών της Ξάνθης και της Σιθωνίας. Εμφανίζεται σε σερπεντινίτες, σε γρανατούχους γάββρους, σε ροδινγκίτες, σε νεφελινικούς συηνίτες και σε φλέβες που συνδέονται με βασικά και υπερβασικά πετρώματα. Η κύρια εμφάνιση του βεζουβιανίτη είναι σε ζώνες επαφής ανθρακικών πετρωμάτων. Ο βεζουβιανίτης είναι ένα αρκετά κοινό συστατικό των skarn όπου εμφανίζεται μαζί με γρανάτη, διοψίδιο και βολλαστονίτη. Τέλος, μπορεί να εμφανιστεί και σε περιοχικά μεταμορφωμένα μη αμιγή ανθρακικά πετρώματα όπου είναι σταθερός για μεγάλο εύρος θερμοκρασιών (Deer et al. 1997).



Τοποθετείται ανάμεσα στις Βαλκανίδες και στις Διναρίδες οροσειρές, καταλαμβάνοντας μεγάλες εκτάσεις της βόρειας Ελλάδας και της Βουλγαρίας. Μεταμορφωμένα και πυριγενή πετρώματα που την αποτελούν, χαρακτηρίζουν τον γεωτεκτονικό της χαρακτήρα ως ηπειρωτικό (Μουντράκης 2010). Η σύγκλιση της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας που πραγματοποιήθηκε από το Ιουρασικό μέχρι το Νεογενές, ήταν η γενεσιουργός αιτία της. Στα δυτικά, η μάζα της Ροδόπης εφιππεύεται από τη Σερβομακεδονική μάζα κατά μήκος της γραμμής του Στρυμόνα (Μουντράκης 2010), ενώ κατά άλλους ερευνητές, η μάζα της Ροδόπης αλλά και η Σερβομακεδονική θεωρήθηκαν σαν μία ενιαία ενότητα που βρίσκεται ανατολικά της ζώνης Αξιού (Burg et al. 1995, Richou et al. 1998, Himmercus et al. 2007). Στ' ανατολικά επικαλύπτεται από την Περιροδοπική ζώνη (Kauffmann et al. 1976, Kockel et al. 1977, Meinhold et al. 2010), η οποία αποτελείται από οφειολίθους και πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμορφωμένα πετρώματα (Εικόνα 2.1).



Εικόνα 2.1. Γεωτεκτονικός χάρτης της μάζας της Ροδόπης (Kilias et al. 2011).

Με γνώμονα τη γεωλογία και τη πετρολογία, η μάζα της Ροδόπης διαχωρίστηκε σε δύο κύριες τεκτονικές ενότητες, αποτελούμενες από ορθογνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, εκλογίτες, αμφιβολίτες και μάρμαρα, έχοντας σαν ανώτερη την ενότητα Σιδηρόνερου (Papanikolaou and Panagopoulos 1981) και κατώτερη, την ενότητα Παγγαίου (Turpaud 2006, Turpaud and Reischmann 2010). Η ενότητα Σιδηρόνερου εφιππεύει την ενότητα Παγγαίου από βορά προς νότο κατά μήκος μιας τεκτονική γραμμής διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, γνωστή ως επώθηση του Νέστου (Μουντράκης 2010).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Γεωλογικές και πετρολογικές έρευνες έχουν δείξει ότι η μάζα της Ροδόπης έχει υποστεί πολυφασική παραμόρφωση σε συνθήκες υψηλής πίεσης (HP) (Mposkos 1989, Burg et al. 1996, Liati et al. 2002, Liati 2005, Bauer et al. 2007) και στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της, σε πολύ υψηλές συνθήκες πίεσης (UHP) (Mposkos and Kostopoulos 2001, Liati et al. 2002, Perraki et al. 2006, Cornelius 2008).

Η εφελκυστική παραμόρφωση της μάζας της Ροδόπης οδήγησε σε ισχυρή λέπτυνση του φλοιού που άρχισε στο Ηώκαινο (Kilias et al. 1999, Burchfiel et al. 2003, Brun and Sokutis 2007) και συνοδεύτηκε από μετα-ορογενετικό μαγματισμό τόσο πλουτωνικό όσο και ηφαιστειακό.

Στη μάζα Ροδόπης παρατηρούνται 3 φάσεις πτυχώσεων των σχηματισμών:

- 1. Η πρώτη φάση δημιούργησε ισοκλινείς πτυχές Β-Ν διεύθυνσης.
- Η δεύτερη φάση δημιούργησε υποϊσοκλινείς πτυχές BA-NΔ έως ABA-ΔNΔ κατεύθυνσης.
- 3. Η τρίτη φάση δημιούργησε πτυχές ανοιχτές ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης που επαναπτυχώνουν τις προγενέστερες (Μουντράκης 2010).

Η μεταμορφική ιστορία των πετρωμάτων της μάζας Ροδόπης είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη. Πιστεύεται ότι έχουν συμβεί τρεις διαδοχικές μεταμορφικές φάσεις:

- 1. Μια υψηλής πίεσης προ-Ηωκαινική φάση μεταμόρφωσης.
- 2. Μια αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωση στο Κ.-Μ. Ηώκαινο.
- Μια ανάδρομη, χαμηλής πίεσης, πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωση (Liati 1986, Mposkos et al. 1990, Mposkos and Liati 1993, Turpaud and Reischmann 2010).

Τρία μαγματικά επεισόδια έχουν αναγνωριστεί στη μάζα της Ροδόπης, ένα συνδεδεμένο με υποβύθιση στο Κ. Κρητιδικό, ένα μετα-ορογενετικό στο Α.-Μ. Ηώκαινο και ένα εφελκυστικό στο Κ. Ηώκαινο-Α. Ολιγόκαινο.

Όξινα έως ενδιάμεσα πυριγενή σώματα διεισδύουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης δημιουργώντας έτσι αποτελέσματα θερμικής μεταμόρφωσης

που μπορούν να δώσουν πολλές φορές και μεταλλοφορία (Μουντράκης 2010). Τα πλουτωνικά πετρώματα είναι κατά κύριο λόγο γρανίτες και μονζονίτες Τριτογενούς ηλικίας (Ηώκαινο-Μειόκαινο, 50-14 Ma), και σχετίζονται με την εφελκυστική τεκτονική που δημιουργήθηκε από την υποβύθιση της Νεοτηθύος εκατέρωθεν της Ελληνικής Ενδοχώρας (Kilias and Mountrakis 1998, Kilias et al. 1999, Mountrakis 2006).

Τέλος όσον αφορά τη σύσταση των ηφαιστειακών πετρωμάτων κυμαίνεται από βασαλτική έως ρυολιθική. Ο σχηματισμός τους είναι αποτέλεσμα της εφελκυστικής τεκτονικής και η ηλικία τους όπως προέκυψε από ραδιοχρονολογήσεις, είναι Ολιγοκαινική (35-25 Ma) (Μουντράκης 2010).

# 2.2. Περιροδοπική ζώνη

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η Περιροδοπική ζώνη έχει καθιερωθεί ως η πιο εσωτερική ζώνη των Ελληνίδων. Συγκροτείται από Περμοτριαδικά και Ιουρασικά μεταϊζήματα τα οποία είναι επικλυσιγενώς τοποθετημένα στη Σερβομακεδονική μάζα. Αποτελούσε την ηπειρωτική κατωφέρεια της ηπειρωτικής ελληνικής ενδοχώρας κατά το Ιουρασικό. Περιφερειακά της ηπειρωτικής μάζας βρισκόταν μια βαθιά αύλακα που αποτελούσε τη κατάληξη αυτής της ηπειρωτικής κατωφέρειας. Αυτή η βαθιά αύλακα ήταν η θέση βύθισης της ζώνης Αξιού κάτω από την Ευρασιατική πλάκα. (Μουντράκης 2010).

Διάφορες απόψεις έχουν δοθεί για την Περιροδοπική ζώνη. Η μία άποψη είναι ότι αποτελείται από χαμηλού βαθμού Τριαδικά και Ιουρασικά μεταϊζήματα, ενώ υπάρχουν και ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί με παρεμβολές οφειολιθικών σωμάτων (Kauffmann et al. 1976). Η άλλη άποψη είναι ότι η Περιροδοπική ζώνη αποτελείται από δύο μεταϊζηματογενείς ακολουθίες πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης (Ricou et al. 1998), μία στο ανατολικό περιθώριο της μάζας Ροδόπης και μία στο δυτικό περιθώριο, που οριοθετεί τη Σερβομακεδονική μάζα και θεωρούν ότι οι τουρβιδίτες της Περιροδοπικής ζώνης, Ιουρασικής ηλικίας, αποτελούν Κρητιδικό ολισθοστρωματικό φλύσχη (Stamatiadis et al. 2013).

Στα ανατολικά της ζώνης Αξιού η Περιροδοπική ζώνη χωρίστηκε σε τρείς ενότητες (Kauffmann et al. 1976):

- 1. Ο σχηματισμός του Μελισσοχωρίου-Χολομώντα (η μεγαλύτερη σε έκταση ενότητα).
- 2. Ο σχηματισμός της Άσπρης βρύσης-Χορτιάτη (παράλληλη της ενότητας ,Μελισοχωρίου-Χολομώντα).
- 3. Η ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά (σχηματισμός Εξαμιλίου) (Εικόνα 2.2).

Ενώ, στην περιοχή της Θράκης:

1. Η ενότητα Μάκρης.





Τα πετρώματα και των τριών ενοτήτων της Περιροδοπικής ζώνης είναι μεταμορφωμένα, χαμηλού βαθμού και συγκεκριμένα πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης (Μουντράκης 2010). Η μεταμόρφωση αυτή χρονολογείται στο Ιουρασικό-Κ. Κρητιδικό και η συμβολή της είναι μεγάλης σημασίας καθότι εξαιτίας της δημιουργήθηκε η υποπαράλληλη στη στρώση, κύρια σχιστότητα των πετρωμάτων (Tranos et al. 1999). Έχουν παρατηρηθεί δύο πτυχωσιγενείς φάσεις:

- 1. Δημιουργία σχιστότητας αλλά και πτυχών σχεδόν ισοκλινών.
- Δημιουργία ανοιχτών πτυχών και πτυχές τύπου knick (Τριτογενές) (Μουντράκης 2010).

Κατά το Α. Ολιγόκαινο-Κ. Μειόκαινο παρατηρήθηκε ισχυρή μεταμορφική παραμόρφωση που δημιούργησε δεξιόστροφα και αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης καθώς και ανάστροφα ρήγματα με βορειοανατολική διεύθυνση που επώθησαν τη Περιροδοπική επάνω στη Σερβομακεδονική μάζα (Tranos et al. 1999). Επομένως η σχηματική τομή της Περιροδοπικής ζώνης περιλαμβάνει αλλεπάλληλες λεπιώσεις (Μουντράκης 2010). Η Τριτογενής ρηξιγενής τεκτονική με νοτιοδυτική κατεύθυνση αποτελεί την κύρια τεκτονική δομή της Περιροδοπικής ζώνης (Tranos et al. 1999). 2.3. Σερβομακεδονική μάζα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Δυτικά της Περιροδοπικής ζώνης και ανατολικά τη μάζας Ροδόπης, περικλείεται η Σερβομακεδονική μάζα. Η εφελκυστική τεκτονική που έγινε κατά το Τριτογενές την διαχώρισε από τη Μάζα της Ροδόπης, όπου μέχρι πριν θεωρούνταν σαν μια ενιαία ζώνη. Τα πυριγενή και τα μεταμορφωμένα πετρώματα που την αποτελούν την κατηγοριοποιούν σε εκείνες τις μάζες που αντιπροσωπεύουν ηπειρωτικό φλοιό (Μουντράκης 2010). Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής διαχωρίζεται από δύο λιθοστρωματογραφικές ενότητες που είναι:

- Στα ανατολικά, η κατώτερη ενότητα Κερδυλλίων.
- Στα δυτικά, η ανώτερη ενότητα Βερτίσκου (Kockel and Walther 1968, Kockel et al. 1971, 1977) (Εικόνα 2.3).



Εικόνα 2.3. Τεκτονικό σκαρίφημα της Σερβομακεδονικής μάζας. 1: μεταλπικά ιζήματα της κοιλάδας του Στρυμώνα, 2: σειρά του Βερτίσκου, 3: σειρά των Κερδυλλίων, 4: μάζα της Ροδόπης, 5: Περιροδοπική ζώνη ,6: ανατολικό όριο της Σερβομακεδονικής (Γραμμή Στρυμώνα), 7: δυτικό όριο της Σερβομακεδονικής (Μουντράκης 2010).

Κατά Kochel and Walther (1968) η ενότητα των Κερδυλλίων αποτελείται από αμφιβολίτες, γρανατούχους διμαρμαρυγιακούς γνευσίους, αμφιβολιτιωμένους

εκλογίτες, μάρμαρα και μιγματιτικούς, βιοτιτικούς γνευσίους, ενώ από πάνω μέχρι κάτω διαχωρίστηκε σε 6 ορίζοντες:

Ι. Ορίζοντας Ανώτερων μαρμάρων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Γ

- 2. Ορίζοντας Βιοτιτικών γνευσίων.
- 3. Ορίζοντας Ενδιάμεσων μαρμάρων.
- 4. Ορίζοντας Βιοτιτικών γνευσίων.
- 5. Ορίζοντας Κατώτερων μαρμάρων.
- 6. Ορίζοντας Βιοτιτικών γνευσίων.

Δυτικά της ενότητας Κερδυλλίων βρίσκεται η ενότητα Βερτίσκου που συγκροτείται από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, μιγματίτες, οφθαλμοειδείς ορθογνεύσιους, λεπτά στρώματα μαρμάρων, μεταγάββρους-μεταδιαβάσες και ορθοαμφιβολίτες στους ανώτερους ορίζοντες (Μουντράκης 2010).

Όσον αφορά τη μεταμόρφωση, έχουν διαπιστωθεί τρεις φάσεις:

- Εκλογιτική κατά το Παλαιοζωικό (T=700-1000 °C, P=13-14 kbar).
- Αμφιβολιτική κατά το Α. Παλαιοζωικό- Ιουρασικό (T=650-750 °C, P=3.5-8.5 kbar).
- Ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση κατά το Α. Ιουρασικό-Κ.
   Κρητιδικό (Μουντράκης 2010).

Μεγάλοι όγκοι πυριγενών πετρωμάτων διακόπτουν τα μεταμορφωμένα πετρώματα που αποτελούν το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής. Έχουν εντοπιστεί τέσσερις μαγματικές φάσεις: η πρώτη είναι βασικής-υπερβασικής σύστασης προ-Αλπικής ηλικίας, η επόμενη είναι γρανιτικής σύστασης Α. Παλαιοζωικής ηλικίας, η τρίτη είναι γρανιτικής σύστασης, ενώ έλαβε χώρα κατά το Ιουρασικό (γρανίτης Αρναίας, Μονοπήγαδου, κλπ) και η τελευταία είναι μετά-ορογενετική στο Τριτογενές (γρανίτης Ιερισσού, Σιθωνίας, κλπ) (Μουντράκης 2010).

Συνεχόμενες τεκτονικές επιδράσεις διαμόρφωσαν το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής. Η πρώτη κύρια τεκτονική δράση (προ-Ά. Παλαιοζωικός) κατά τη προ-Κάμβριο ορογενετική περίοδο, δημιούργησε τη μεταμόρφωση και τη πτύχωση των πετρωμάτων. Η δεύτερη φάση πτυχώσεων κατά τη δεύτερη ορογενετική περίοδο (Ιουρασικό), χαρακτηρίστηκε ως συμμεταμορφική και είχε ως αποτέλεσμα ισοκλινείς πτυχές ΒΔ-ΝΑ κατεύθυνσης, αλλά και τη σχιστότητα των πετρωμάτων. Κατά το Α. Ιουρασικό-Κ. Κρητιδικό, σχηματίστηκαν πτυχές κλειστές-υποϊσοικλινείς, ενώ στο τέλος του Κρητιδικού, λόγω συμπιεστικής τεκτονικής δημιουργήθηκαν οι Τριτογενείς Αλπικές φάσεις πτυχώσεων, η αναστροφή των στρωμάτων, οι επωθήσεις και οι λεπιώσεις των στρωμάτων. Τέλος, στη περίοδο του Τριτογενούς δημιουργήθηκαν ανοιχτές πτυχές και πτυχές τύπου Knick (Μουντράκης 2010).

# 3. ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

#### 3.1. Ορυκτολογία-Πετρολογία-Τεκτονική τοποθέτηση

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης είναι Ολιγοκαινικής ηλικίας και διεισδύει σε αμφιβολίτες, μάρμαρα και γνεύσιους. Γεωγραφικά, βρίσκεται στο βόρειο μέρος της πόλης της Ξάνθης, με διεύθυνση Α-Δ και καταλαμβάνει έκταση περίπου 40 km<sup>2</sup>. Είναι λακκόλιθος, πράγμα που πιστοποιήθηκε μέσω γεωφυσικών ερευνών (Maltezou and Brooks 1989, Tsokas et al. 1996). Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης δημιουργεί μια εκτεταμένη άλω μεταμόρφωσης επαφής με τύπου skarn ορυκτογένεση και μεταλλοφορία (Χριστοφίδης 1977, Liati 1986) και βρίσκεται σε επαφή με μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, μάρμαρα, αμφιβολίτες και ιζηματογενή πετρώματα της Ροδόπης Ηωκαινικής-Ολιγοκαινικής ηλικίας (Χριστοφίδης μάζας 1977. Κυριακόπουλος 1987, Christofides 1989, Koukouvelas and Pe Piper 1991, Christofides et al. 1998). Δυτικά, ο πλουτωνίτης ακουμπά με μάρμαρα (Αλγώγκειου ηλικίας), ενώ η επαφή με γνεύσιους, μάρμαρα, αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους, αμφιβολίτες και παλαιογενή ιζήματα εντοπίζεται στα βορειοδυτικά και βόρεια. Τα νότια όρια του πλουτωνίτη είναι σε επαφή με γνευσίους και αλλουβιακά ιζήματα της πεδιάδας της Θράκης (Χριστοφίδης 1977, Κυριακόπουλος 1987, Sergi 1997) (Εικόνα 3.1.1).



Εικόνα. 3.1.1. Γεωλογικός χάρτης Ξάνθης (ΙΓΜΕ 1973).

Όπως φαίνεται και από την Εικόνα (3.1.2), ο πλουτωνίτης της Ξάνθης αποτελείται από ένα σημαντικό αριθμό πετρογραφικών τύπων:

- 1. Γρανοδιορίτης (κεροστιλβικός-βιοτιτικός έως βιοτιτικός-κεροστιλβικός).
- 2. Μονζογρανίτης (κανονικός γρανίτης) (κεροστιλβικός-βιοτιτικός).
- 3. Μονζονίτης (βιοτιτικός-πυροξενικός).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

А.П.Ө

- 4. Χαλαζιακός μονζοδιορίτης (βιοτιτικός-πυροξενικός).
- 5. Λευκομονζογάββρος (βιοτιτικός-πυροξενικός).
- 6. Λευκογάββρος (πυροξενικός-ολιβινικός).
- 7. Χαλαζιακός γάββρος (αυγιτικός-βιοτιτικός-κεροστιλβικός).
- 8. Χαλαζιακός διορίτης (κεροστιλβικός-πυροξενικός-βιοτιτικός).
- 9. Χαλαζιακός μονζονιτοπορφύρης.



Εικόνα. 3.1.2. Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Ξάνθης (Christofides et al. 2010).

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης είναι ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα έως υψηλού-Κ ασβεσταλκαλικού. Κατηγοριοποιείται στους Ι-τύπου γρανίτες και είναι γεωτεκτονικά τοποθετημένος σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Στη δημιουργία του συμμετείχαν τήγματα του φλοιού και του μανδύα (Christofides et al. 1998).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι ραδιοχρονολογήσεις που έχουν γίνει με τη μέθοδο Ar/Ar σε κεροστίλβη δείχνουν ότι είναι Ολιγοκαινικής ηλικίας και συγκεκριμένα περίπου 34.3±0.5 Ma (Christofides et al. 2012). Χαρακτηρίζεται ως μετα-τεκτονικός πλουτωνίτης καθώς η τοποθέτηση του πραγματοποιήθηκε μετά την παραμόρφωση της περιοχής (Koukouvelas and Pe-Piper 1991).

# 4. ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

#### 4.1. Ορυκτολογία-Πετρολογία-Τεκτονική τοποθέτηση

Από τις τρεις χερσονήσους της Χαλκιδικής, πλουτωνίτης της Σιθωνίας βρίσκεται στη μεσαία αυτών όπου καταλαμβάνει και το μεγαλύτερο τμήμα της. Στα δυτικά ο πλουτωνίτης διεισδύει σε Αλπικής ηλικίας πετρώματα, της Περιροδοπικής ζώνης. Στο ανατολικό τμήμα της χερσονήσου έρχεται σε επαφή με πετρώματα που ανήκουν στην Σερβομακεδονική μάζα. Η τεκτονική δραστηριότητα, νεότερης ηλικίας, που δημιούργησε δομές με προσανατολισμό, μικρές πτυχές και ρήγματα, άσκησε σημαντική επιρροή στον πλουτωνίτη. Η ηλικία του πλουτωνίτη βρέθηκε ότι είναι Ηωκαινική αφού προσδιορίστηκε με τη μέθοδο Rb/Sr σε δείγματα ολικού πετρώματος, βιοτίτη και μοσχοβίτη σε 50.4±0.7 Ma (Christofides et al. 1990) και με τη μέθοδο U-Pb σε ζιρκόνια σε 51.32±0.89 Ma (Alagna et al. 2008). Εξαιτίας του κλεισίματος των ωκεανών της Πίνδου και του Αξιού, προκλήθηκε η σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών, που αποτελεί και το κύριο αίτιο δημιουργίας του πλουτωνίτη της Σιθωνίας και υποδηλώνει μαγματογένεση συνδεδεμένη με κατάδυση πλάκας (Christofides et al. 2007).

Οι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη όπως εμφανίζονται από Βόρεια προς Νότια είναι οι εξής:

- Διμαρμαρυγιακός γρανίτης.
- Λευκογρανίτης.
- Βιοτιτικός γρανοδιορίτης.
- Κεροστιλβικός-Βιοτιτικός γρανοδιορίτης.
- Κεροστιλβικός βιοτιτικός τοναλίτης
- Απλίτες και πηγματίτες.
- ✓ Εγκλείσματα τοναλιτικής και μονζονιτικής σύστασης (Sapountzis et al. 1976, 1979, Christofides et al. 1990, D' Amico et al. 1990, Christofides et al. 2007).

Το σύνολο των πετρωμάτων του πλουτωνίτη είναι ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα με υψηλό λόγο Na/K (Christofides et al. 2007).



Δημιουργείται όταν ένα μάγμα διεισδύει σε ένα περιβάλλον πέτρωμα λόγω της μεγάλης θερμοκρασίας και της επίδρασης ρευστών, του μαγματικού όγκου, ενώ ο ρόλος των παραμορφωτικών τάσεων και της πίεσης είναι μικρός. Η θερμική μεταμόρφωση, διαφορετικά ονομάζεται και ως μεταμόρφωση επαφής. Η σχηματιζόμενη ζώνη περιμετρικά του πυριγενή όγκου καλείται ζώνη ή άλως επαφής και εξαρτάται από:

- Τη φύση και τον όγκο του πυριγενούς πετρώματος που προκάλεσε τη μεταμόρφωση.
- Τη φύση του περιβάλλοντος πετρώματος και το βάθος που έγινε η διείσδυση.
- Τη κλίση της επιφάνειας επαφής (Δημητριάδης 1988).

Όπως προαναφέρθηκε, καθοριστικοί παράγοντες στη θερμική μεταμόρφωση είναι η θερμοκρασία και η ρευστή φάση που εμπλουτίζεται από ρευστά που προέρχονται από το μαγματικό όγκο κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσής του. Η ρευστή φάση λειτουργεί σαν φορέας διάλυσης και μεταφοράς των διαφόρων συστατικών του πετρώματος και επιτρέπει τη συμμετοχή τους σε αντιδράσεις σε θέσεις του περιβάλλοντος πετρώματος. Στη ρευστή φάση περιέχονται τα πτητικά συστατικά, νερό, διοξείδιο του άνθρακα, φθόριο, βόριο, οξυγόνο και χλώριο. Τα πετρώματα που είναι αποτέλεσμα θερμικής μεταμόρφωσης χαρακτηρίζονται ως πετρώματα επαφής. Οι διαδικασίες της θερμικής μεταμόρφωσης ξεκινούν σε θερμοκρασίες 200 °C ενώ η πίεση είναι χαμηλή και δεν ξεπερνά τα 2 kbar (Δημητριάδης 1988).

# 5.2. Skarn

Ο όρος skarn προέρχεται από τη Σουηδία και περιγράφει αδρόκοκκα ασβεστοπυριτικά σύνοδα ορυκτά ενός κοιτάσματος σιδηροσουλφιδίων (Tornebohm 1875). Γενικά τα skarn αποτελούν έναν πετρογραφικό σχηματισμό μικρής έκτασης που σχετίζεται με σημαντικές κοιτασματολογικές πηγές μεταλλικών και πυριτικών ορυκτών. Όταν στα skarn εμπεριέχονται μεταλλικά ορυκτά, χαρακτηρίζονται ως κοιτάσματα skarn. Αυτό που καθορίζει ένα πέτρωμα ως skarn είναι η ορυκτολογική του σύσταση και όχι ο τρόπος γένεσης του (Burt 1982). Δημιουργούνται σε θερμοκρασίες μεταξύ 200-700 °C και σε πιέσεις μεταξύ 0.3 και 3 kbar. Για το σχηματισμό του διακρίνονται 3 στάδια (Meinert et al. 2005):

- Η ισοχημική πρόδρομη θερμική μεταμόρφωση.
- Η μετασωμάτωση.
- Η ανάδρομη υδροθερμική αλλοίωση.

Ορυκτά που μπορεί να συναντήσουμε σε skarn είναι ο γρανάτης, το επίδοτο, ο σκαπόλιθος, ο πυρόξενος, ο βολλαστονίτης, τα πλαγιόκλαστα και ο βεζουβιανίτης. Κατά Einaudi et al. (1981) τα skarn αποτελούνται από αδρόκοκκα πυριτικά ορυκτά μαγνησίου, σιδήρου, αργιλίου, μαγγανίου και ασβεστίου. Η κατηγοριοποίηση των skarn γίνεται με βάση τα ασβεστοπυριτικά ορυκτά που εμφανίζονται. Έτσι έχουμε:

• Το μαγνησιούχο skarn.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

• Το ασβεστιούχο skarn.

Όταν τα πυριγενή πετρώματα μετατρέπονται σε skarn καλούνται ένδο-σκαρν, ενώ όταν τα ανθρακικά πετρώματα μετατρέπονται σε skarn ονομάζονται έξω-σκαρν. Επομένως η παραπάνω διάκριση γίνεται βάση του τύπου του πετρώματος αλλά και του λιθολογικού συσχετισμού των πετρωμάτων που αντικαθίστανται για το σχηματισμό skarn. Τα skarn στα ένδο-σκαρν εμφανίζουν μια ζώνη επαφής με το πλουτωνίτη που περιέχει γρανάτη και πυρόξενο και αντικατοπτρίζουν το οξειδωτικό στάδιο σχηματισμού του skarn. Μια ζώνη επαφής με τα μάρμαρα δημιουργείται, ομοίως και τα έξω-σκαρν. Η ζώνη επαφής περιμετρικά του πλουτωνικού πετρώματος έχει άμεση σχέση με τη ροή των ρευστών που απομακρύνονται από τον πλουτωνίτη, σε αποστάσεις που ίσως είναι και μερικά km (Meinert et al. 2005). Η έκταση αυτής της ζώνης επαφής καθορίζεται από τη θερμοκρασία που είχαν τα περιβάλλοντα πετρώματα πριν, κατά τη διάρκεια, αλλά και μετά τη διείσδυση. Επομένως στον σχηματισμό του skarn καταλυτικό ρόλο παίζει και η ροή των ρευστών η οποία καθορίζεται από:

- Τη διαπερατότητα του πετρώματος.
- Τις θραυσιγενείς δομές (ρήγματα, διακλάσεις) (Meinert et al. 2005).

Οι Meinert et al. (2005) μίλησαν για 4 κύρια γεωτεκτονικά περιβάλλοντα όπου μπορούν να δημιουργηθούν skarn:

- 1. ωκεάνια υποβύθιση.
- 2. μεταβατική, μικρής γωνίας υποβύθιση.
- 3. ηπειρωτική υποβύθιση.
- 4. ηπειρωτική διάρρηξη.

Ορυκτά που προκύπτουν από τη θερμική μεταμόρφωση αμιγών ανθρακικών πετρωμάτων και δημιουργούνται σε skarn επαφής απεικονίζονται μικροσκοπικά στην (Εικόνα 5.2):



(γ)

Εικόνα 5.2. Μικροσκοπικές εικόνες ορυκτών που εμφανίζονται σε skarn επαφής. (α) με πολωτή, (β) με πολωτή και αναλυτή Grt=γρανάτης, Mont=μοντισελίτης, (γ) με πολωτή και αναλυτή, Ves=βεζουβιανίτης, Wo=βολλαστονίτης (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo425y/).

# 5.3. Κερατίτες

Ο κερατίτης είναι ένα σκληρό και συμπαγές πέτρωμα αποτελούμενο από μικρούς κόκκους (Εικόνα 5.3.1). Δημιουργείται από τη διείσδυση του μάγματος σε αργιλοπηλιτικά πετρώματα. Εμφανίζεται με σκούρο μαύρο χρώμα, η σχιστότητα απουσιάζει, ενώ θραύεται κατά κογχοειδείς επιφάνειες είτε ακανόνιστα είτε σε γωνιώδη κομμάτια. Τα βασικά οτυκτά που τον αποτελούν είναι ο βιοτίτης, ο άστριος, ο χαλαζίας, ο μαγνητίτης και ο λευκός μαρμαρυγίας. Έχει γρανοβλαστικό ιστό και ο περιεχόμενος σε αυτόν βιοτίτης έχει κρυστάλλους που αλληλοδιασταυρώνονται, συνδιαβλαστάνουν ή είναι τυχαίου προσανατολισμού (Δημητριάδης 1988).



Εικόνα 5.3.1. Μακροσκοπική εικόνα κερατίτη (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\_metamorphic.htm).

Σε απόσταση από τον πλουτωνίτη και πιο κοντά στο περιβάλλον πέτρωμα, μετά τον κερατίτη, υπάρχει ένα ακόμη μεταμορφωμένο πέτρωμα με σκούρες κηλίδες εξαιτίας της παρουσίας γραφίτη που υπήρχε σε θέσεις του αρχικού αργιλοπυριτικού πετρώματος. Η σχιστότητα απουσιάζει, είναι περισσότερο συμπαγές από το αρχικό αργιλοπυριτικό πέτρωμα, αλλά λιγότερο συμπαγές από τον κερατίτη. Το πέτρωμα αυτό καλείται ως κηλιδωτός κερατίτης και μακροσκοπικά έχει γρανοβλαστικό ιστό. Αυτή η μακροσκοπικά ορατή μεταμορφική ζώνωση οφείλεται στη μείωση της έντασης της θερμικής δράσης και εκφράζεται μέσα από μια πληθώρα διαδοχικών μεταβολών στις παραγενέσεις (Δημητριάδης 1988).

# 6. ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΕΠΑΦΗΣ ΣΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Στην περιοχή της Ξάνθης εμφανίζεται ο βεζουβιανίτης, ο οποίος θα αναφερθεί εκτενέστερα σε επόμενη ενότητα, ενώ στην περιοχή της Λευκόπετρας ο σκαπόλιθος με μία εμφάνιση BBA και άλλη μία BBΔ της περιοχής της Λευκόπετρας. BBA ο σκαπόλιθος δημιουργείται στην επαφή ψαμμιτών με μονζονίτη, ενώ BBΔ αναπτύσσεται στην επαφή βιοτιτικού γνεύσιου με γρανοδιορίτη. Η εμφάνιση του αυτή δηλώνεται μέσω δύο παραγενέσεων:

- 1. σκαπόλιθος-πλαγιόκλαστο-διοψίδιος-τιτανίτης.
- 2. σκαπόλιθος-διοψίδιος-ασβεστίτης (Χριστοφίδης 1977).

#### 6.1. Skarn Ξάνθης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στη Ξάνθη, κατά την εισχώρηση του πλουτωνικού πετρώματος, δημιουργήθηκε μία μεγάλου πάχους άλω θερμομεταμόρφωσης στην επαφή με γνευσίους, αμφιβολίτες και μάρμαρα. Γενικά εμφανίζεται skarn σε δύο περιοχές της Ξάνθης, ένα στα βόρεια της διείσδυσης που έρχεται σε επαφή με τα μάρμαρα της ενότητας Σιδηρόνερου και ένα στα δυτικά που έρχεται σε επαφή με τα μάρμαρα του Παγγαίου (Εικόνα 3.1.1). Το skarn που δημιουργείται στο βόρειο τμήμα του πλουτωνίτη στην επαφή του με τα μάρμαρα έχει υπολογιστεί ότι έχει σχηματιστεί σε θερμοκρασία 750 °C και σε πίεση 3 kbar (Liati 1986). Στο δημιουργούμενο skarn απαντώνται γρανάτης, βολλαστονίτης, επίδοτο, διοψίδιος, ακτινόλιθος καθώς και ορυκτά του Fe και Cu. Η αντικατάσταση του Ca από Mn στο βολλαστονίτη δίνει αυξημένο ποσοστό Mn. Στην περιοχή των Κιμμερίων εμφανίζονται επίσης τα μαγγανιούχα ορυκτά ροδονίτης και πυροφανίτης στο έξω-σκαρν (Sapountzis et al. 1978).

# 6.2. Μεταμόρφωση επαφής Σιθωνίας

Στη διάρκεια του Τριτογενούς το Πλουτωνικό σύμπλεγμα της Σιθωνίας διείσδυσε στη Σερβομακεδονική μάζα και την Περιροδοπική ζώνη δημιουργώντας μια ζώνη μεταμόρφωσης επαφής στα πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμορφωμένα πετρώματα της τελευταίας (Christofides et al. 2001). Το πλουτωνικό πέτρωμα καλύπτει περίπου ολόκληρη την περιοχή, εξαιρουμένων των νοτιότερων και κέντρο-δυτικών τμημάτων της χερσονήσου (D'Amico et al. 1990, Tranos et al. 1993, Christofides et al. 2007, Stamatiadis et al. 2013). Η άλως επαφής υπολογίζεται σε πλάτος περίπου 100 m, ενώ οι ζώνες επαφής γρανιτικών πετρωμάτων είναι συνήθως μεγαλύτερες (Bucher and Grapes 2011). Το πλάτος της άλω εξαρτάται από (Kerrick 1991):

- Την περιεκτικότητα σε νερό και τη διαπερατότητα των γειτονικών πετρωμάτων.
- Τη θερμότητα και τον όγκο του πλουτωνικού πετρώματος.

Η μορφή των επαφών φανερώνει μια πιθανά βίαιη τοποθέτηση της μαγματικής διείσδυσης (De Wet et al. 1989, D'Amico et al. 1990, Tranos et al. 1993, Christofides et al. 2007) και επηρεάστηκε από:

• Τη σχιστότητα των πετρωμάτων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

• Την παραμόρφωση των πετρωμάτων.

# 7.1. Ορυκτοχημεία-Κρυσταλλοδομή

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

7. ΒΕΖΟΥΒΙΑΝΙΤΗΣ

Ο βεζουβιανίτης οφείλει την ονομασία του στην περιοχή του Βεζουβίου της Ιταλίας όπου και πρωτοβρέθηκε (Werner 1795). Εμφανίζεται σε skarn που έχουν σχέση με κοιτάσματα και σε μετασωματικούς ασβεστόλιθους σε πιέσεις συνήθως που δεν υπερβαίνουν τα 2 kbar (Burnham 1959, Kerrick et al. 1973, Joesten 1974). Ως δεύτερη ονομασία χρησιμοποιείται ο όρος ιδιοκράσης, ενώ πολλές ποικιλίες του θεωρούνται και ως πολύτιμοι λίθοι. Έχει χαρακτηριστεί ως ένα σωροπυριτικό ή νησοπυριτικό ορυκτό (Deer et al. 1997) που περιλαμβάνει μικτές ομάδες Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> και SiO<sub>4</sub> (Strunz and Nickel 2001). Η ομάδα του βεζουβιανίτη αποτελείται από 4 ακραία μέλη: το βεζουβιανίτη που είναι το Mg-ούχο ακραίο μέλος πλούσιο σε OH (Werner 1795), το γουϊλουίτη (Groat et al. 1998), που είναι το πλούσιο σε B μέλος, το μαγκανιοβεζουβιανίτη, το πλούσιο σε Mn μέλος (Armbruster et al. 2002) και το φθοροβεζουβιανίτη, το πλούσιο σε F μέλος (Britvin et al. 2003).

Ως προς τη κρυσταλλική δομή θεωρείται περίπλοκος, ενώ μεταβλητή παραμένει και η συστασή του (Giuseppetti and Mazzi 1983, Valley et al. 1985, Hoisch 1985, Fitzgerald et al. 1986 a, b). Η δομή του βεζουβιανίτη θυμίζει πολύ αυτή του γροσσουλαρίου. Η κρυσταλλική δομή του βεζουβιανίτη δίνεται από τις τρεις ομάδες χώρου, P4/nnc, P4/n και P4nc. Επιπλέον, οι κρύσταλλοι του βεζουβιανίτη κατανέμονται σε εκείνους που σχηματίζονται σε θερμοκρασίες κάτω από 300 °C, και ορίζονται ως "χαμηλοί βεζουβιανίτες" και είναι κυρίως αυτοί της P4/n συμμετρίας και "υψηλοί βεζουβιανίτες" που σχηματίζονται σε θερμοκρασίες πάνω από 500 °C και είναι P4/nnc συμμετρίας.

Ο τύπος του ορυκτού συζητήθηκε από τον Hoisch (1985) και πιθανόν να περιέχει πολλά συστατικά όπως Al, Mg, Si, O, OH καθώς και ορισμένες αντικαταστάσεις Be, B, F, Cl, Na, Ti, Cr, Mn, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Cu, Zn, και Cl.

Kατά Gnos and Armbruster (2006) και Elmi et al. (2011), ο χημικός τύπος που θα μπορούσε να θεωρηθεί ως ιδανικός γράφεται ως  $X_{18}X'Y_{12}Y'T_5OZ_{10}DZ_8O_{68}(W)_{11}$ όπου:

- Χ και Χ' = Ca (REE, U, Th, Pb, Sb, K, Ba, Sr) με επταπλή, οκταπλή και εννιαπλή διάταξη
- Υ και Υ' = Al, Mg, Fe<sup>3+,</sup> Fe<sup>2+,</sup> MnO<sup>2+</sup>, MnO<sup>3+</sup>, Ti (Zn, Cr, Cu<sup>2+)</sup> με εξαπλή και πενταπλή διάταξη
- T = B (Al, Fe<sup>3+,</sup> MnO<sup>3+</sup>, Mg) με τετραπλή και τριπλή διάταξη
- Z = Si, H<sub>4</sub> με τετραπλή διάταξη {οι εκθέτες Ο και D συμβολίζουν τις νησοπυριτικές (orthosilicate) και διπυριτικές (disilicate) ομάδες, αντίστοιχα}
- W = OH, F, O(Cl)

Κατά Galuskin et al. (2005), όσον αφορά την ομάδα του βεζουβιανίτη τα ακραία μέλη καθορίζονται ως εξής:

- Ο μαγγανιοβεζουβιανίτης, στη θέση Υ' περιέχει παραπάνω από 0.5 άτομα MnO<sup>3+</sup> ανά μονάδα δομικού τύπου.
- Ο βιλουίτης, στη θέση Τ περιέχει πιο πολλά από 2.5 άτομα Β ανά μονάδα δομικού τύπου.
- Ο φθοροβεζουβιανίτης, στη θέση W βρίσκεται με περισσότερα από 4.5 άτομα F ανά μονάδα δομικού τύπου.
- Οι χαμηλής θερμοκρασίας βεζουβιανίτες σε ροδινγκίτες, στη θέση W περιέχουν λιγότερα από 0.05 άτομα Cl ανά μονάδα δομικού τύπου.
- Οι υψηλής θερμοκρασίας βεζουβιανίτες από skarn, στη θέση W περιέχουν από 0.1-1.8 άτομα Cl ανά μονάδα δομικού τύπου.

Ως αναφορά τα μακροσκοπικά του χαρακτηριστικά, το χρώμα του είναι ποικίλο και μπορεί να είναι:

• Κίτρινο.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

А.П.Ө

- Πράσινο.
- Άχρωμο έως λευκό ιώδες.
- Γαλαζοπράσινο.
- Ερυθρωπό.

Ο βεζουβιανίτης κρυσταλλώνεται στην ολοεδρία του τετραγωνικού συστήματος (Εικόνα 7.1.1). Οι κρύσταλλοί του είναι βραχυπρισματικοί έως πυραμιδικοί και μπορούν να φτάσουν μέχρι 15 cm μήκος. Μορφολογικά είναι πολύπλοκοι.



Εικόνα 7.1.1. Κρυσταλλικό σχήμα βεζουβιανίτη

Συνεχίζοντας με τα χαρακτηριστικά που αφορούν την ορυκτολογία του, η υφή του είναι κοκκώδης, συμπαγής ή στηλώδης και εμφανίζει διδυμία. Ο σχισμός του είναι ατελής κατά {110}, ιδιαζόντως ατελής κατά {100} και {001} και η θραύση ατελώς κογχοειδής έως ακανόνιστη. Η λάμψη υαλώδης, ρητινώδης και η γραμμή σκόνης είναι λευκή. Ο βεζουβιανίτης είναι διαφανής έως ημιδιαφανής. Κατά την παρατήρηση με το πολωτικό μικροσκόπιο διερχομένου φωτός δεν εμφανίζει πλεοχροϊσμό. Ο βεζουβιανίτης σχετίζεται ορυκτολογικά με:

- Γρασσουλάριο.
- Βολλαστονίτη.
- Διοψίδιο.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Επίδοτο.
- Σκαπόλιθο.
- Σπινέλιο.
- Ασβεστίτη.

Ο βεζουβιανίτης είναι δυνατόν να εντοπιστεί σε διάφορες μορφές όπως φαίνεται στην (Εικόνα 7.1.2).

Βεζουβιανίτης με ασβεστίτη. Βεζουβιανίτης. Προέλευση: Μαδαγασκάρη Προέλευση: Καλιφόρνια, ΗΠΑ





Εικόνα 7.1.2. Εμφανίσεις βεζουβιανίτη (https://el.wikipedia.org/).



- Ελβετία.
- Γερμανία.
- Νορβηγία.
- Ιταλία.
- Ρωσία.
- Μεξικό.
- Πακιστάν.

Όσον αφορά τις περιοχές της Ελλάδας στις οποίες ανευρίσκεται, εξαιρουμένων των περιοχών μελέτης, είναι:

- Στην Ελατειά (Νομός Δράμας).
- Στη Μαρώνεια (Νομός Ροδόπης).

# 8. ΒΕΖΟΥΒΙΑΝΙΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ

μήμα Γεωλογίας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην επαφή της Ξάνθης με τα μάρμαρα, ο βεζουβιανίτης εντοπίστηκε με σκούρο πράσινο χρώμα, βόρεια των Κιμμερίων, πάνω από το μεταλλείο του μαγνητίτη. Μακροσκοπικά, εντοπίστηκε ζώνωση και διδυμία. Αναλυτικότερα, οι φυσικές ιδιότητές του είναι:

- Πράσινο χρώμα.
- Λευκή γραμμή σκόνης.
- Ημιδιαφανής.
- Υαλώδη ως ρητινώδη λάμψη.
- Σκληρότητα 6-7.
- Σχισμός.
- Ανώμαλος θραυσμός.

Οι μικροσκοπικές παρατηρήσεις που έγιναν για το βεζουβιανίτη έδειξαν τα εξής (Εικόνα 8.1):

- Μέτριο ανάγλυφο.
- Άχρωμος.
- Πρισματικοί κρύσταλλοι.
- Ασθενής πλεοχροϊσμός.
- Ψηλά χρώματα πόλωσης (ρόδινο, πορτοκαλί, ιώδες).
- Διακριτή ζώνωση.
- Μονοάξονας (+).
- Δεν παρατηρήθηκε καμία αλλοίωση.







(β)

Εικόνα 8.1. Μικροσκοπικές εικόνες βεζουβιανίτη από το skarn της Ξάνθης 1) με πολωτή 2) με πολωτή και αναλυτή όπου διακρίνεται η ζώνωση του ορυκτού.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

А.П.Ө

Για τη μελέτη του βεζουβιανίτη από το skarn της Ξάνθης, χρησιμοποιήθηκαν ως μέθοδοι έρευνας, η μικροανάλυση και η περιθλασιμετρία κόνεως, ακτίνων Χ (Παράρτημα).

Οι χημικές αναλύσεις που έχουν γίνει δίνονται στον Πίνακα (8.1), ενώ στην Εικόνα (8.2) δίνεται το διάγραμμα περιθλασιμετρίας ακτίνων Χ του βεζουβιανίτη της Ξάνθης.

Πίνακας 8.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις βεζουβιανιτών από το skarn της Ξάνθης (Σμέρνου 2008).

	1	2	3	4	5	6			
SiO <sub>2</sub>	37.9	36.9	37.6	36.00	37.3	38.14			
TiO <sub>2</sub>					1.04				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.7	16.5	17.32	17.00	17.16	16.38			
FeO	3.14	4.24	2.99	4.53	3.00	3.42			
MgO	3.18	2.94	3.72	3.60	3.20	3.38			
CaO	37.20	36.90	36.14	37.10	36.50	35.33			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					1.22	1.14			
Σύνολο	98.12	97.48	97.77	98.23	97.16	96.65			
Κατανομή ιόντων με βάση τα 50 κατιόντα									
Si	18.081	17.773	17.942	17.153	17.651	18.319			
Z	18.081	17.773	17.942	17.153	17.651	18.319			
Ti					0.370				
Al	9.390	9.366	9.741	9.546	9.571	9.272			
Fe <sup>2+</sup>	1.253	1.708	1.193	1.805	1.187	1.374			
Mg	2.262	2.111	2.646	2.557	2.258	2.420			
Cr					0.460	0.433			
Ŷ	12.904	13.185	13.580	13.908	13.842	13.499			
Са	19.015	19.042	18.477	18.939	18.506	18.181			
X	19,015	19,042	18,477	18,939	18,506	18,181			

Ο δομικός τύπος του βεζουβιανίτη υπολογίστηκε με βάση τα 50 κατιόντα ανά δομική μονάδα, κατά τους Rucklidge et al. (1975) και τους Groat et al. (1992).



Εικόνα 8.2. Διάγραμμα περιθλασιμετρίας ακτίνων X του βεζουβιανίτη της Ξάνθης (Σμέρνου 2008).

9. ΒΕΖΟΥΒΙΑΝΙΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο βεζουβιανίτης εμφανίζεται στην επαφή του πλουτωνίτη της Σιθωνίας με πετρώματα της ενότητας Μελισσοχωρίου της Περιροδοπικής ζώνης. Συγκεκριμένα, η άλω επαφής δημιουργείται μεταξύ μεταπηλιτών και μεταψαμμιτών με λευκογρανίτη και διμαρμαρυγιακό γρανίτη έως γρανοδιορίτη (Stamatiadis et al. 2013).

Μακροσκοπικά έχει καστανοκόκκινο χρώμα και είναι ιδιοβλαστικός. Μικροσκοπικά, ο βεζουβιανίτης είναι άχρωμος με υψηλό ανάγλυφο και χαμηλά χρώματα πόλωσης (Εικόνα 9.1). Οπτικά είναι μονάξονας αρνητικός.



Εικόνα 9.1. Μικροσκοπική εικόνα βεζουβιανίτη με διασταυρωμένα Nicols. Ves=βεζουβιανίτης, Cpx=κλινοπυρόξενος, Qtz=χαλαζίας (Stamatiadis et al. 2013).

Για τη μελέτη του βεζουβιανίτη της ζώνης επαφής της Σιθωνίας χρησιμοποιήθηκαν οι χημικές μικροαναλύσεις, με χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης και μετρήσεις φασματοσκοπίας υπερύθρου (FTIR) (Παράρτημα).

Τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων δίνονται στον Πίνακα (9.1), ενώ στην Εικόνα (9.2) δίνεται το φάσμα διαπερατότητας του βεζουβιανίτη της Σιθωνίας. Πίνακας 9.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις βεζουβιανιτών από τη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη της Σιθωνίας (Stamatiadis et al. 2013).

Anno	1	2	3	4	5	6			
SiO2		36.66	36.86	37.57	36.75	37.38			
	37.04								
TiO2	0.42	0.39	0.97	0.19	0.65	1.00			
AI2O3	19.05	17.98	18.23	19.16	18.61	19.34			
FeO	3.28	4.53	4.04	3.11	3.54	3.24			
MnO	0.14	0.23	0.36	0.16	0.27	0.20			
MgO	δ. α.	0.17	0.06	0.54	0.17	δ. α.			
CaO	36.60	36.80	36.48	35.03	36.25	36.23			
Na2O	0.08	0.03	δ. α.	1.21	0.32	0.53			
К2О	0.14	δ. α.	δ. α.	0.02	0.15	0.15			
Σύνολο	96.76	96.79	97.01	96.98	96.71	98.07			
Κατανομή ιόντων με βάση τα 50 κατιόντα									
Si	18.12	17.99	18.08	18.11	17.97	18.00			
Z	18.12	17.99	18.08	18.11	17.97	18.00			
Ti	0.16	0.14	0.36	0.07	0.24	0.36			
Al	10.98	10.40	10.54	10.89	10.72	10.98			
Fe <sup>2+</sup>	1.34	1.86	1.66	1.25	1.45	1.30			
Mn	0.06	0.10	0.15	0.06	0.11	0.08			
Mg	0.00	0.12	0.05	0.39	0.12	0.00			
Ŷ	12.54	12.62	12.75	12.66	12.65	12.72			
Са	19.18	19.35	19.17	18.09	18.99	18.69			
Na	0.08	0.03	0.00	1.13	0.30	0.49			
К	0.09	0.00	0.00	0.01	0.09	0.09			
X	19.35	19.38	19.17	19.23	19.39	19.28			

δ. α. =δεν ανιχνεύθηκε.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο υπολογισμός του δομικού τύπου του βεζουβιανίτη έγινε με βάση τα 50 κατιόντα ανά δομική μονάδα, κατά τους Rucklidge et al. (1975) και τους Groat et al. (1992).



Εικόνα 9.2. Φάσμα διαπερατότητας του βεζουβιανίτη της Σιθωνίας (Stamatiadis et al. 2013).

# 10. ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

# 10.1. Σύγκριση βεζουβιανίτη Ξάνθης-Σιθωνίας

Ο βεζουβιανίτης της Ξάνθης μελετήθηκε πρώτη φορά από τους Frenzel et al. (1969), ενώ ο βεζουβιανίτης της Σιθωνίας από τους Stamatiadis et al. (2013).

Συγκρίνοντας τους δύο βεζουβιανίτες από την Ξάνθη και τη Σιθωνία, παρατηρούμε ότι ο πρώτος έχει έντονο πράσινο χρώμα, πρισματικούς κρυστάλλους και εμφανίζει ζώνωση, ενώ ο δεύτερος είναι καστανοκόκκινου χρώματος, ιδιοβλαστικός έως ξενοβλαστικός και δεν εμφανίζει ζώνωση. Μικροσκοπικά, ο βεζουβιανίτης της Ξάνθης έχει ψηλά χρώματα πόλωσης και είναι μονάξων θετικός, ενώ ο βεζουβιανίτης της Σιθωνίας εμφανίζει χαμηλά χρώματα πόλωσης και είναι μονάξων αρνητικός.

Χαρακτηριστικό του βεζουβιανίτη της Ξάνθης είναι το μακροσκοπικά έντονο πράσινο χρώμα του όπου όπως αναφέρουν οι Frenzel et al. (1969) και οι Groat et al (1992), οφείλεται πιθανόν στην παρουσία Cr που είναι ισχυρό χρωμοφόρο στοιχείο. Πράσινοι χρωμιούχοι βεζουβιανίτες έχουν εντοπιστεί σε σερπεντινίτες (Economou and Marcopoulos 1980), σε skarn (Bradshaw 1972) και σε ροδινγκίτες του χρωμιούχου κοιτάσματος Sartuohai, στην περιοχή Xinjiang της Κίνας (Kobayashi and Kaneda 2010), όπου οι βεζουβιανίτες που βρίσκονται με μορφή εγκλεισμάτων μέσα σε διοψίδιο περιέχουν Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> μέχρι 6.21 % κ.β. και TiO<sub>2</sub> μέχρι 7.43 % κ.β. Οι τιμές αυτές του Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> είναι και οι ψηλότερες που έχουν βρεθεί σε βεζουβιανίτη.

Με βάση τις χημικές αναλύσεις των ορυκτών, για το βεζουβιανίτη της Ξάνθης, το ποσοστό του SiO<sub>2</sub> κυμαίνεται από 36.00 έως 38.14 % κ.β., ενώ το CaO από 35.33 % κ.β έως 37.20 % κ.β. Ακολουθεί το Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> που κυμαίνεται από 16.38-17.32 % κ.β. Το FeO και το MgO καταλαμβάνουν τις θέσεις με τα μικρότερα ποσοστά και κυμαίνονται από 2.99-4.53 % κ.β. και 2.94-3.72 % κ.β. αντίστοιχα. MnO δεν ανιχνεύθηκε, ενώ το TiO<sub>2</sub> βρέθηκε σε μία θέση με ποσοστό 1.04 % κ.β. Χαρακτηριστικό αυτών των βεζουβιανιτών είναι η παρουσία Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> που φτάνει το 1.22 % κ.β (Σμέρνου 2008).

Για το βεζουβιανίτη της Σιθωνίας οι μικροαναλύσεις των δειγμάτων, όσον αφορά τη χημική σύσταση, αποκαλύπτουν ότι οι κρύσταλλοι βεζουβιανίτη έχουν SiO<sub>2</sub> με μικρή διακύμανση, από 36.66 έως 37.57 % κ.β., FeO από 3.11 έως 4.53 % κ.β. και χαμηλή περιεκτικότητα σε MgO (μέγιστο 0.54 % κ.β). Το TiO<sub>2</sub> φτάνει τα 1.00 % κ.β., ενώ το MnO δεν υπερβαίνει το 0.36 % κ.β. Το CaO κυμαίνεται από 35.03 % έως 36.80 % κ.β. και το Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> από 17.98 % έως 19.34 % κ.β. Το Na<sub>2</sub>O και το K<sub>2</sub>O εμφανίζουν πολύ μικρές περιεκτικότητες που δεν υπερβαίνουν το 1.21 % κ.β. και το 0.15 % κ.β., αντίστοιχα. Σε αυτούς τους κρυστάλλους δεν ανιχνεύθηκε Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Όπως φαίνεται από τα διαγράμματα της Εικόνας (10.1) και από το διάγραμμα της Εικόνας (10.2), οι βεζουβιανίτες παρουσιάζουν διαφοροποιήσεις ως προς τα στοιχεία Al, Mg, Fe και Si. Συγκρίνοντας τους δύο βεζουβιανίτες, παρατηρούμε ότι ο βεζουβιανίτης της Ξάνθης είναι φτωχότερος σε Al και πλουσιότερος σε Mg ενώ το Si



Εικόνα 10.1. Προβολή του α) Si σε σχέση με το Al, β) Si σε σχέση με το Mg γ) Al σε σχέση με το Mg δ) Fe<sup>2+</sup>ολ σε σχέση με το Mg. Όλες οι τιμές είναι άτομα ανά μονάδα κυψελίδας. Γαλάζιος ρόμβος=βεζουβιανίτες Ξάνθης, κόκκινο τετράγωνο=βεζουβιανίτες Σιθωνίας.



Εικόνα 10.2. Προβολή του Al σε σχέση με το Fe<sup>2+</sup>ολ. Όλες οι τιμές είναι άτομα ανά μονάδα κυψελίδας. Γαλάζιος ρόμβος=βεζουβιανίτες Ξάνθης, κόκκινο τετράγωνο=βεζουβιανίτες Σιθωνίας.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τους Groat et al. (1992), οι βεζουβιανίτες διαχωρίζονται σε αυτούς που περιέχουν βόριο και σε αυτούς που δεν περιέχουν. Ενδείξεις για την ύπαρξη βορίου αποτελούν τα παρακάτω:

- οι οπτικά θετικοί βεζουβιανίτες περιέχουν βόριο (B), ενώ οι οπτικά αρνητικοί είναι ελεύθεροι βορίου (B).
- ii) οι βεζουβιανίτες που περιέχουν Β έχουν ψηλή περιεκτικότητα σε Mg και χαμηλή σε Al, σε σύγκριση με αυτούς που δεν περιέχουν B.
- iii) οι βεζουβιανίτες που περιέχουν Β έχουν μεγαλύτερη α διάσταση κυψελίδας και μικρότερη c διάσταση.
- iv) οι βεζουβιανίτες που περιέχουν Β έχουν μικρότερο ποσοστό ΟΗ<sup>-</sup> (2-5 άτομα ανά μονάδα κυψελίδας) σε σχέση με τους βεζουβιανίτες που δεν περιέχουν Β (8.5-10 άτομα ανά μονάδα κυψελίδας).

Από το διάγραμμα περιθλασιμετρίας προκύπτει ότι οι διαστάσεις της κυψελίδας είναι α:15.5715 και c:11.801. Αν προβάλουμε αυτό το σημείο στο διάγραμμα των Groat et al. (1992) παρατηρούμε ότι προβάλλεται στο πεδίο των βεζουβιανιτών που περιέχουν B (Εικόνα 10.3).



Εικόνα 10.3. Προβολή της διάστασης α προς της διάστασης c της κυψελίδας. ). Γαλάζιος ρόμβος = βεζουβιανίτης Ξάνθης (Groat et al. 1992).

Όπως προκύπτει, ο βεζουβιανίτης της Ξάνθης είναι οπτικά θετικός και είναι φτωχότερος σε Al και πλουσιότερος σε Mg.

Από την άλλη, ο βεζουβιανίτης της Σιθωνίας είναι οπτικά αρνητικός και είναι πλουσιότερος σε Al και φτωχότερος σε Mg. Επομένως ανήκει στους μη βοριούχους βεζουβιανίτες.

Όπως προκύπτει από το φάσμα διαπερατότητας FTIR, η κορυφή στα 3600 cm<sup>-1</sup> αποδίδεται σε ισχυρούς δεσμούς υδρογόνου (H) που εμφανίζονται τόσο σε χαμηλής όσο και σε υψηλής συμμετρίας βεζουβιανίτες. Η κορυφή στα 3460 cm<sup>-1</sup> δείχνει την παρουσία μορίων H<sub>2</sub>O (Galuskin et al. 2003). Μία ισχυρή κορυφή εμφανίζεται στα 3562 cm<sup>-1</sup> ενώ σε κυματάριθμους πάνω από 3600 cm<sup>-1</sup> παρατηρούμε μόνο αδύναμες κορυφές απορρόφησης. Αυτές οι κορυφές υποδηλώνουν ότι ο βεζουβιανίτες, σύμφωνα με τους Paluszkiewicz and Zabiński (1995), οι οποίοι παρατήρησαν ότι τα μήκη των δεσμών Η είναι μικρότερα στους ταξινομημένους (χαμηλής συμμετρίας) βεζουβιανίτες, ενώ είναι μεγαλύτερα και πιο διαφοροποιημένα στους μη ταξινομημένους (υψηλής συμμετρίας).

Όπως αναφέρθηκε, οι βεζουβιανίτες στη φύση εμφανίζονται με τρεις τύπους συμμετρίας, P4nc, P4/n και P4/nnc που αντιστοιχούν σε χαμηλού βαθμού, πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωση και ψηλού βαθμού, αμφιβολιτικής φάσης βέζουβιανίτης.

Τέλος, ως αναφορά τις συνθήκες σχηματισμού των δύο βεζουβιανιτών, είναι γνωστά τα εξής:

Για το skarn της Ξάνθης έχει υπολογιστεί θερμοκρασία σχηματισμού 725-750 °C και πίεση 3 kbar (Liati 1986), ενώ οι συνθήκες σχηματισμού του βεζουβιανίτη στη ζώνη επαφής της Σιθωνίας έλαβε χώρα σε συνθήκες 500-600 °C, σε πιέσεις μέχρι 4.5 kbar και παρουσία ρευστών πλούσιων σε H<sub>2</sub>O και φτωχών σε CO<sub>2</sub> (Stamatiadis et al. 2013).

Συμπερασματικά:

- Ο βεζουβιανίτης της Ξάνθης ανήκει στους βοριούχους βεζουβιανίτες και το έντονα πράσινο χρώμα του οφείλεται στην παρουσία Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> που φτάνει σε ποσοστό το 1.22 % κ.β. Εμφανίζει ζώνωση τόσο μακροσκοπικά, όσο και μικροσκοπικά, η οποία πιθανόν να οφείλεται σε διακυμάνσεις των στοιχείων Al, Mg και Fe.
- Ο βεζουβιανίτης της Σιθωνίας ανήκει στους βεζουβιανίτες που στερούνται βορίου.
   Το χρώμα του είναι καστανοκόκκινο και ανήκει στη συμμετρία χώρου P4/nnc.

Είναι μη ταξινομημένος, υψηλής συμμετρίας, ενώ χαρακτηρίζεται ως υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης βεζουβιανίτης.

- Οι συνθήκες σχηματισμού του skarn και πιθανότητα και του βεζουβιανίτη της Ξάνθης έχουν υπολογιστεί σε θερμοκρασίες 725-750 °C και πίεση 3 kbar.
- Ο βεζουβιανίτης της Σιθωνίας σχηματίστηκε σε θερμοκρασίες 500-600 °C, σε πιέσεις μέχρι 4.5 kbar και παρουσία ρευστών πλούσιων σε H<sub>2</sub>O και φτωχών σε CO<sub>2</sub>.

# 10.2. Ζώνωση βεζουβιανίτη Ξάνθης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

А.П.Ө

Το κύριο χαρακτηριστικό του βεζουβιανίτη της Ξάνθης είναι η παρατηρούμενη μικροσκοπικά και μακροσκοπικά ζωνώδης δομή του. Ζωνώδεις βεζουβιανίτες έχουν αναφερθεί σε skarn του γρανίτη Omey, στην περιοχή Connemara της Δ. Ιρλανδίας (Ahmed-Said and Leake 1996). Οι κρύσταλλοι αυτοί είναι καστανού χρώματος μακροσκοπικά και η ζώνωση που εμφανίζουν σχετίζεται με το ποσοστό του Τi. Συγκεκριμένα, σε εκείνες τις ζώνες όπου το Ti έχει τις υψηλότερες συγκεντρώσεις, παρουσιάζεται η μεγαλύτερη διπλοθλαστικότητα.

Σύνθετης ζώνωσης βεζουβιανίτες, εντοπίστηκαν και σε ασβεστοπυριτική ένστρωση στη μάζα Canigou, στα Πυρηναία όρη στη Γαλλία (Gibson et al 1995). Οι κρύσταλλοι του βεζουβιανίτη σε ορισμένες θέσεις εμφανίζουν ρυθμικές συγκεντρικές ζώνες με ισότροπη περιφέρεια και διαφορές στη διπλοθλαστικότητα. Μεταξύ των ζωνών παρατηρήθηκαν διαφοροποιήσεις στις περιεκτικότητες των στοιχείων Ti, Al, Mg και Fe. Και εδώ, οι ζώνες με τη μεγαλύτερη διπλοθλαστικότητα ήταν πλουσιότερες σε Ti, αλλά παρατηρήθηκε ότι η μεταβολή στη σύσταση των ζωνών ήταν ανεξάρτητη της διπλοθλαστικότητας εφόσον ζώνες με την ίδια διπλοθλαστικότητα παρουσίαζαν συστασιακές διαφοροποιήσεις.

Σε όλα τα σημεία που αναλύθηκαν, εκτός από ένα, ο βεζουβιανίτης της Ξάνθης, δεν περιέχει TiO<sub>2</sub>. Ωστόσο σε ένα σημείο (5) μετρήθηκε TiO<sub>2</sub> 1.04 % κ.β. (Πίνακας 8.1) που είναι μεγαλύτερο από οποιαδήποτε περιεκτικότητα του βεζουβιανίτη της Σιθωνίας 0.19-1.00 % κ.β. (Πίνακας 9.1). Επομένως η ζώνωση που εμφανίζει μπορεί να οφείλεται σε αυτό το στοιχείο. Επειδή δεν είναι δυνατόν να γνωρίζουμε ποιο σημείο του κρυστάλλου αντιπροσωπεύει το σημείο 5, το παραπάνω συμπέρασμα εξάγεται με επιφύλαξη. Η ζώνωση όμως, πιθανόν να οφείλεται και σε μεταβολές του Fe που κυμαίνεται από 1.19 έως 1.81 (Πίνακας 8.1).



# ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

34



#### ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

# ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΗ ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΑ ΣΑΡΩΣΗΣ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΗΣ (SEM-EDS)

Α. Μικροανάλυση: Έγιναν σε λεπτές-γυαλισμένες τομές με τη χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου JEOLJSM-840 (SEM) (Εικόνα Π.1) και φασματόμετρο ενεργειακής διασποράς με INCA 300 στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. Η χρήση αυτής της διαδικασίας είναι η χημική ανάλυση των πυριτικών και μη πυριτικών ορυκτών αλλά και η μελέτη των επιφανειών από τους κρυστάλλους σε μεγάλη μεγέθυνση. Η λειτουργία του είναι βασισμένη στην ανίχνευση και τη μετρήση της χαρακτηριστικής ακτινοβολίας Χ. Με τη πρόσπτωση της δέσμης ηλεκτρονίων στην επιφάνεια του δείγματος που αναλύεται, γεννάται η ακτινοβολία Χ. Η σάρωση της δέσμης στην επιφάνεια του δείγματος αποτελεί μια επιπλέον λειτουργία του μικροαναλυτή. Σε καθοδική οθόνη, ή οθόνες monitors με τη χρήση microvideo παρατηρούνται εικόνες με δευτερεύοντα ή απορροφήσιμα ηλεκτρόνια, ή ανακλώμενα ηλεκτρόνια δέσμης.



Eικόνα Π.1. JEOL JSM-840 Scanning Electron Microscope (http://www.microscopy.ou.edu/jsm-840.shtml).

**Β. Τα μέρη του ηλεκτρονικού μικροαναλυτή** (Εικόνα Π1.1):

μήμα Γεωλογίας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Οπτικό μικροσκόπιο για την επιλογή της περιοχής ανάλυσης.
  - Τράπεζα όπου τοποθετούνται τα πρότυπα και τα προς ανάλυση δείγματα.
  - Φασματόμετρα Bragg με συνθετικού υλικού ή ανόργανους κρυστάλλους που χρησιμοποιούνται στην ανίχνευση των χαρακτηριστικών ακτινών X των στοιχείων.



Εικόνα Π1.1. Τα μέρη του μικροαναλυτή.

#### Γ. Ανάλυση των αποτελεσμάτων:

- 1. Επιλογή πρότυπων και προς ανάλυση στοιχείων (δείγματα).
- 2. Λήψη μετρήσεων πρότυπων στοιχείων.
- 3. Λήψη μετρήσεων δειγμάτων.
- 4. Εκ νέου λήψη μετρήσεων πρότυπων στοιχείων.

#### Δ. Στοιχεία πιστοποίησης ακρίβειας των αποτελεσμάτων:

Μεγάλος αριθμός αναλύσεων σε μικρό διάστημα.

Απουσία διαχωρισμού καθαρού ορυκτού σε ποσότητα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ιήμα Γεωλογίας

- Πληθώρα μετρήσεων και παρατηρήσεων στα ίδια παρασκευάσματα.
- Απουσία αλλοιώσεων ή εγκλεισμάτων από τα σημεία των κρυστάλλων στα οποία γίνεται η μικροανάλυση.

**Ε. Επεξεργασία αποτελεσμάτων:** Όλες οι μετρήσεις διεξάγονται με σταθερό το ρεύμα στην επιφάνεια του δείγματος ,αλλά και σταθερές τις συνθήκες που λειτουργεί το μηχάνημα. Οι ληφθείς μετρήσεις είναι αυτές που δίνουν τα τελικά αποτελέσματα από τον εκτυπωτή.

# ΠΕΡΙΘΛΑΣΙΜΕΤΡΙΑ ΚΟΝΕΩΣ ΑΚΤΙΝΩΝ Χ

**Α. Περιθλασίμετρο:** Μέσα από το περιθλασίμετρο κατασκευάζεται για οποιοδήποτε κρυσταλλικό στερεό, ένα πρότυπο περίθλασης με το οποίο μπορεί ένα άγνωστο ορυκτό να αναγνωριστεί και η δομή ενός γνωστού ορυκτού να χαρακτηριστεί από τον ερευνητή.

**Β.** Διαδικασία: Η λήψη του ακτινογραφήματος γίνεται από κρυσταλλικά σώματα υπό μορφής σκόνης της τάξεως του 1 m. Έτσι πάνω σε λεπτό παρασκεύασμα κυλινδρικού σχήματος, της Κρυσταλλικής σκόνης προσπίπτει παράλληλη μονοχρωματική δέσμη ακτινών X που περιθλάται από τους κρυστάλλους της κρυσταλλικής σκόνης. Μεταξύ της ανακλώμενης και της προσπίπτουσας ακτίνας η σχηματιζόμενη γωνία, είναι 2θ. (Εικόνα Π1.2). Δίνονται από τη σχέση λ=2dημθ. Για πολλούς κρυστάλλους, λόγω του τυχαίου προσανατολισμού ή της περιστροφής του παρασκευάσματος, η προσπίπτουσα δέσμη πέφτει σε αυτούς, ενώ βρίσκονται σε θέση ανακλάσεως. Ο τυχαίος προσανατολισμός που έχουν οι κρύστάλλοι του παρασκευάσματος, δίνουν ανακλώμενες δέσμες που έχουν συγκεκριμένη διεύθυνση θ, επάνω σε επιφάνεια κωνικού σχήματος με ημιάνοιγμα 2θ, αλλά και προσπίπτουσα δέσμη ως άξονα.



Εικόνα Π1.2. Προσπίπτουσα ακτίνα Α, ανακλώμενη ακτίνα C και γωνία 2θ μεταξύ αυτών.

**Γ. Πρότυπα περίθλασης:** Το πρότυπο περίθλασης είναι αυτό που καταγράφει την ένταση των ακτινών X με τη μορφή της γωνίας 2θ. Αυτά που πρέπει να ρυθμιστούν στο περιθλασίμετρο για τη καλή λειτουργία του είναι :

- 1. Μια αρχική και μια τελική γωνία 2θ.
- 2. Ένα βήμα μέτρησης της έντασης και ένα ρυθμιστή ώρας ανά βήμα.

#### ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΦΑΣΜΑΤΟΣΚΟΠΙΑΣ ΥΠΕΡΥΘΡΟΥ FTIR:

Είναι μετρήσεις που διεξάχθηκαν στο ΑΠΘ, στη σχολή του Φυσικού και στο τμήμα Φυσικής και Στερεάς Κατάστασης. Χρησιμοποιήθηκε φασματοσκόπιο FTIR Spectrum 100 (Perkin-Elmer) (Εικόνα Π.2.2.) με τη τεχνική δισκίων στη περιοχή του μεσαίου υπέρυθρου (4500-400 cm<sup>-1</sup>). Οι κρύσταλλοι του βεζουβιανίτη που ήταν πάνω από 0.5 cm επιλέχθηκαν με το χέρι από τα δείγματα των πετρωμάτων και ετοιμάστηκαν ανακατεύοντας 2.5 mg κονιοποιημένου βεζουβιανίτη με 250 mg KBr.



Εικόνα Π.2.2. Spectrum 100 FTIR Spectrometer

(http://www.labwrench.com/?equipment.view/equipmentNo/7301/PerkinElmer/Spectr um-100-FTIR-Spectrometer/).



Δημητριάδης Σ.Θ. (1988). Εισαγωγή στη πετρολογία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Εκδόσεις Γιαχούδη, Θεσσαλονίκη, 254 σ.

Κυριακόπουλος Γ.Κ. (1987). Γεωχρονολογική, γεωχημική, ορυκτολογική και ισοτοπική μελέτη των Τριτογενών πλουτωνικών πετρωμάτων της Ροδόπης. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 343 σ.

Μουντράκης Δ. (2010). Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 373 σ.

- Σμέρνου Α. (2008). Εφαρμογή εργαστηριακών μεθόδων έρευνας για τον χαρακτηρισμό ορυκτού από την εμφάνιση skarn Ξάνθης. Διπλωματική εργασία, Α.Π.Θ.
- Χριστοφίδης Γ. (1977). Συμβολή στη μελέτη πλουτωνικών πετρωμάτων στην περιοχή της Ξάνθης. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ.

#### Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

- Ahmed-Said and Bernard. E. Leake (1996). The conditions of metamorphism of a grossular wollastonite vesuvianite skarn from the Omey Granite, Connemara, western Ireland, with special reference to the chemistry of vesuvianite. Mineralogical magazine, 6, 401.
- Alagna E.K., Petrelli M., Perugini D., Poli G. (2008). Micro-analytical zircon and monazite U-Pb isotope dating by laser ablation-inductively coupled plasma-Quadrupole mass spectrometry. Geost. and Geolan. Resear., 32(1), 103-120.
- Armbruster T., Gnos E., Dixon R., Gutzmer J., Heiny C., Dobelin N. and Medenbach
  O. (2002). Manganvesuvianite and tweddelite, two new minerals from the Wessels
  Mine, Kalahari manganese field, South Africa. Mineral. Mag., 66, 137-150.
- Bauer C., Rubatto D., Krenn K., Proyer A. and Hoinkes G. (2007). A zircon study from the Rhodope metamorphic complex, N-Greece: time record of a multistage evolution. Lithos, 99, 207-228.
- Brandshaw N. (1972). An antimonian idiocrase from the Bau mining district, Sarawak, Malaysia. Mineralogical Magazine, **38**, 894-896.
- Britvin S.N., Antonov A.A., Krivovichev S.V., Armbruster T., Burns P.C. and Chukanov N.V. (2003). Fluorvesuvianite, Ca<sub>19</sub>(Al, Mg, Fe<sup>2+</sup>)<sub>13</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>10</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]<sub>40</sub>(F,

OH)<sub>9</sub>, a new mineral species from Pitkdranta, Karelia, Russia: Description and crystal structure. Can. Mineral., **41**, 1371-1380.

- Brun J. and Sokoutis D. (2007). Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece). Int. Journal of Earth Science.
- Bucher K. and Grapes R. (2011). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 428 p.
- Burchfiel B., Nakov R., Tzankov T. (2003). Evidence from the Mesta half graben, SWBulgaria, for the late Eocene beginning of Aegean extension in the Central BalkanPeninsula: Tectonophysics, 375, 61-76.
- Burg J.P., Godfriaux I. and Ricou L.E. (1995). Extension of the Mesozoic Rhodope thrust units in the Vertiskos-Kerdillion Massifs (northern Greece): Comptes Rendus de la Académie de Sciences, Paris, **320(9)**, 889-896.
- Burg, J-P, Ricou, L-E, Ivanov Z., Godfriaux I., Dimov D. and Klain L.
  - (1996). Synmetamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. Terra Nova, **8**, 6-15
- Burnham C.W. (1959). Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California. Geol. Soc. Am., Bull. 70, 879-920.
- Christofides G. (1989). Evolution of the Xanthi pluton, N. Greece. Proc. XIV Congress CBGA, Sofia, 168-169.
- Christofides G., D' Amico C., Del Moro A., Eleftheriadis G., Kyriakopoulos C. (1990). Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). Eur. J. Mineral., 2(1), 79-87.
- Christofides, G., Soldatos, T., Eleftheriadis G. and Koroneos A. (1998). Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodopeplutonic rocks. Acta Vulcanologica, 10(2), 305-318.
- Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Eleftheriadis G., Kilias A. (2001).
  Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene–Miocene geological evolution of the Rhodope massif (Northern Greece). In: Downes, H., Orlando, V. (Eds.), Tertiary Magmatism in the Dinarides Acta Vulcanologica, vol. 13, 73–89.
- Christofides G., Perugini D., Koroneos A., Soldatos T., Poli G., Eleftheriadis G., Del Moro, A. and Neiva A.M. (2007). Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: An example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece). Lithos, **95**, 243–266.

Christofides G., Papadopoulou L., Soldatos, T. and Koroneos, A. (2010). Crystallizatio n conditions of the Xanthi Plutonic Complex (Rhodope Massif, N. Greece): geotherometry and geobarometry. Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece, Special volume **99**, 199-207.

- Cristofides G., Pipera K., Koroneos A., Papadopoulos A. (2012). The School of Prof. Zhivko Ivanov, International Conference: Exhumation of High-grade Metamorphic Rocks (MCC), Magmatic Arc Systems and Strrike-slip Zones. 49-52 p.
- Cornelius N.K. (2008). UHP metamorphic rocks of the Eastern Rhodope Massif, NE Greece: new constraints from petrology, geochemistry and zircon ages. Unpub. PhD Thesis Johannes-Gutenberg Universität, Mainz.
- D'Amico C., Christofides G., Eleftheriades G., Bargossi G.M., Campana R., Soldatos
  T. (1990). The Sithonia Plutonic Complex (Chalkidiki, Greece). Mineralogica et
  Petrographica Acta 33, 143–177.
- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman, J. (1997). The Geological Society, London. Volume **1A(2)**, 919 p.
- De Wet A.P. (1989). Geology of part of the Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. Ph.D. Thesis, Wolfson College, Cambridge, 177 p.
- Economou M. and Macropoulos T. (1980). Vesuvianite- magnetite Occurrences in serpentinites of Vermion, Greece. Chemie der erde 122.
- Einaudi MT., Meinert LD., Newberry RJ. (1981). Skarn deposits. Economic Geology, **75**, 317–391.
- Einaudi MT. and Burt DM. (1982). A special issue devoted to skarn deposits Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. Economic Geology, 77, 4.
- Elmi C., Brigatti M.F., Pasquali L., Montecchi M., Laurora A., Malferarri D. and Nannarone S. (2011). High-temperature vesuvianite:Crystal chemistry and surface considerations. Phys. Chem. Miner., **38(6)**, 459-468.
- Fitzgerald S., Rheingold A.L., Leavens P.B. (1986a). Crystal structure of a Cu-bearing vesuvianite. American Mineralogist **71**, 1011-1014.
- Fitzgerald S., Rheingold A.L., Leavens, P.B. (1986b). Crystal structure of a non-P4/nnc vesuvianite from ,Asbestos, Quebec. American Mineraiogist **71**, 1483-1488.
- Frenzel G., Nuber B. and Ottemann, J. (1969). Chromium-con-taining vesuvianite from Xanthi, Greece. Naturwissen-schaften, **56**, 87.

- Galuskin E., Galuskina I., Sitarz M. and Stadnicka K. (2003). Si-defcient, OH-substituted, boron-bearing vesuvianite from Wiluy river, Yakutia, Russia. Can. Mineral., **41**(4), 833-842.
- Galuskin E., Galuskina I. and Dzierz.anowski P. (2005). Chlorine in Vesuvianites. Mineralogia Polonica, **36**, 51-61.

- Gibson R.L. and Wallmach T. (1995) Complex zoning in vesuvianites from the Canigou Massif, Pyr6nEes, France. Canad. Mineral., **33**, 77-84.
- Giuseppetti G. and Mazzi F. (1983): The crystal structure of a vesuvianite with P4/n symmetry. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **31**, 277-298.
- Gnos E. and Armbruster T. (2006). Relationship among metamorphic grade,
- Vesuvianite ''rod polytypism'', and vesuvianite composition. Am. Mineral., **91**, 862-870.
- Groat L.A., Hawthorne F.C. and Ercit T.S. (1992). The chemistry of vesuvianite. Canadian Mineralogist, **30**, 19-48 p.
- Groat L.A., Hawthorne F.C., Ercit T.S. and Grice J.D. (1998). Wiluite Ca19(Al,Mg,Fe,Ti)<sub>13</sub>(B,Al,)5Si18O68(O,OH)<sub>10</sub>, a new mineral species isostructural with vesuvianite, from the Sakha Republic, Russian Federation. Can. Mineral., **36**, 1301-1304.
- Himmerkus F., Anders В., Reischmann Τ. and **Kostopoulos** D. (2007). Gondwanaderived terranes in the northern Hellenides. In: Hatcher R.D., Carlson M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), 4-D Jr.. of Framework Continental Crust: Geological Society of America, Memoir, 200, 379-390.
- Hoisch T.D. (1985). The solid solution chemistry of vesuvianite. «Contributions to Mineralogy and Petrology, 89, 205-214.
- Joesten R. (1974). Local equilibrium and metasomatic growth of zoned calc-silicate nodules from a contact aureole, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas. Am. J. Sci., 274, 876-901.
- Kauffmann G., Kockel F. and Mollat H. (1976). Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula formation in the innermost zones of the Hellenides (Northern Greece). B. Soc. Geol. Fr., 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.

- Kerrick D.M. (1991). Overview of Contact Metamorphism. In: "Contact Metamorphism" D. M. Kerrick (Ed.). Mineral. Soc. of America, Washington DC, Reviews in Mineralogy, 26, 1-12.
- Kockel, F. and Walther H. (1968). Zur Geologischen entwicklung des Sudli-chen Serbomazedonischen massivs. Bulg. Ak. Sc. Bull. Geol., KH XVII, 133-142 p.
- Kockel F., Mollat H., and Walther H. (1971). Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nord-Griechenland). Geol. Jahrb., 89, 529-551.
- Kockel F., Mollat H., and Walther, H. (1977). Erlauterungen zur Geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland).Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1-119.
- Koukouvelas L. and Pe-Piper G. (1991). The Oligocene Xanthi pluton, northern Greece: a granodiorite emplaced during regional extension. J. Geol. Soc. Lond. 148, 749-758.
- Kilias A.A., and Mountrakis D.M. (1998). Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). Acta Vulcanologica, 10, 331-338.
- Kilias A., Falalakis, G. and Mountrakis D. (1999). Cretaceous Tertiary structures andkinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). Int. Journ. Earth Sciences, 88, 513-531.
- Kilias A., Falalakis G., Sfeikos A., Papadimitriou E., Vamvaka A., Gkarlaouni Ch. (2011). Architecture of Kinematics and Deformation History of the Tertiary Supradetachment Thrace Basin: Rhodope Province (NE Greece). In: New Frontiers in Tectonic Research – At the Midst of Plate Convergence. In Tech 241-268 p.
- Liati A. (1986). Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone near Xanthi (N. Greece). Ph.D. thesis, Tech. Univ. Braunschweig, 186 p.
- Liati A. and Mposkos E. (1990). Evolution of the eclogites in the Rhodope zone of northern Greece, Lithos, **25**, 89-99.

Liati A., Gebauer D. and Wysoczanski R. (2002). U-Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece) evidence for early cretaceous crystallization and late cretaceous metamorphism. Chem Geol, **184**, 281-299.

- Liati A. (2005).Identification of repeated Alpine (ultra) high-pressure metamorphic by U–Pb SHRIMP geochronology events and REE geochemistry of zircon: the Rhodope of Northern zone Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology, 150, 608-630.
- Maltezou F. and Brooks M. (1989). A geophysical investigation of post-Alpine granites and Tertiary sedimentary basins in northern Greece: Journal of the Geologial Society, London, 146, 53-59.
- Meinhold G., Reischmann T., Kostopoulos D., Frei D. and Larionov A. N. (2010). Mineral chemical and geochronological constraints on the age and provenance of the eastern Circum-Rhodope Belt low-grade metasedimentary rocks, NE Greece. Sedimentary Geology, 229(4), 207-223.
- Meinert LD., Dipple G.M and Nicolescu S. (2005). World skarn deposits, Economic Geology 100th Anniversary, 299–336.
- Mountrakis D., (2006). Tertiary and Quaternary tectonics of Greece, in Dilek, Y., Pavlides, S., eds., Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. Geological Society of America, Special Paper, **409**, 125-136.
- Mposkos E. (1989). High-pressure metamorphism in gneisses and pelitic schists in East Rhodope zone (N Greece). Mineral Petrol, **41**, 337-351.
- Mposkos E., Liati A., Katagas Ch. and Arvanitides, N. (1990). Petrology of the metamorphic rocks of Western Rhodope, Drama area, N Greece. Geol Rhodopica, 2, 127-142.
- Mposkos E. and Liati A. (1993). Metamorphic evolution of metapelites in the highpressure terrane of the Rhodope zone, Northern Greece, Canadian Mineralogy, 31, 401-424.
- Mposkos E.D. and Kostopoulos D.K. (2001). Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. Earth Planet Sci Lett, 192, 497-506.
- Paluszkkiewicz C. and Żabiński W. (1995). H-bonding in vesuvianite, a complex orthodisilicate. Vibrational Spectroscopy, 8, 315-318.

- Papanikolaou D. and Panagopoulos G. (1981). On the structural style of Southern Rhodope (Greece). Geol Balc, **11**, 13-22.
- Perraki M., Proyer A., Mposkos E., Kaindl R. and Hoinkes G. (2006). Raman micro-spectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece. Earth Planet Sci Lett, 241, 672-685.
- Ricou L.E., Burg J.P. and Ivanov Z. (1998). Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. Geodin. Acta, **11(6)**, 285-309.
- Rucklidge J.C., Kocman V., Whitlow S.H. and Gabe E.J. (1975). The crystal structures of three Canadian vesuvianites. Can. Mineral., **13**, 15-21.
- Sapountzis E., Soldatos K., Eleftheriades G., Christofides G. (1976). Contribution to the study of the Sithonia Plutonic Complex (N. Greece). II. Petrography– Petrogenesis. Annales Géologiques des Pays Helléniques, 28, 99–134.
- Sapountzis E.S., Theodorikas S.-G. and Soldatos K.T. (1978). Idocrase from Polyanthos area (Thrace). Sci. Annals, Fac. Phys.
- and Math., Univ. Thessaloniki, 18(1), 11-20.

- Sergi A. (1997). Mafic microgranular enclaves from the Xanthi pluton (Northern Greece): an example of mafic-felsic magma interaction. Mineralogy and Petrology, 61, 97-117.
- Stamatiadis A., Papadopoulou L., Zorba T., Koroneos A., Soldatos T. (2013). Vesuvianite from the contact aureole of Sithonia plutonic complex (Elia, Northern Greece) and its petrological significance. Acta Vulcanologica, 25, 1-2, 57-66.
- Tornebohm AE. (1875), Geognostisk beskrifning ofver Persbergets Grufvefalt: Sveriges Geologiska Undersokning. Norstedt, Stockholm, 21
- Strunz H. and Nickel E.H. (2001). Strunz Mineralogical Tables. E. Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele u. Obermiller, Stuttgart, 870 p.
- Tranos M.D., Kilias A.A. and Mountrakis D.M. (1993). Emplacement and deformation of the Sithonia granitoid pluton (Macedonia, Greece). Proc. 6th Congr., Geol. Soc. Greece, Athens 1992. Bulletin Geological Society Greece, 28(1), 195-211.
- Tranos M.D., Kilias A.A. and Mountrakis D.M. (1999). Geometry and kinematics of the Tertiary post metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greec

- e. Proc. 8th Cong., Geol. Soc. Greece, Patras 1992. Bull. Geol. Soc. Greece, **33**, 5
- Tsokas G.N., Chrisofides G.C., Papakonstantinou C. (1996). A geophysical studyofthe granitesand the sedimentary basins of the Xanthi area (N. Greece). PAGEOPH, **146(2)**,365-392.
- Turpaud P. (2006). Characterisation of igneous terranes by zircon dating: implications for UHP relicts occurrences and suture identification in the Central Rhodope, Northern Greece. Ph.D. thesis, University of Mainz, Germany.
- Turpaud P. and Reischmann T. (2010). Characterisation of igneous terranes by zircon dating: implications for UHP occurrences and suture identification in the Central Rhodope, northern Greece. International Journal of Earth Sciences, 99(3), 567-591.
- Valley J.W., Peacor D.R., Bowman J.R., Essene E.J. and Allard M.J., (1985). Crystal chemistry of a magnesium vesuvianite and implication of phase equilibria in the system CaO–MgO–Al2O<sub>3</sub>–SiO2–H2O–CO2. Journal of Metamorphic Geology, 3, 137–153.

Werner A.G. (1795). Über Vesuvian. Klaproth's Beiträge, Berlin, 1, 34 (in German).

# Ηλεκτρονικές Πηγές

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo425y/ http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\_metamorphic.htm (http://www.labwrench.com/?equipment.view/equipmentNo/7301/PerkinElmer/Spectr um-100-FTIR-Spectrometer/

http://www.microscopy.ou.edu/jsm-840.shtml

https://el.wikipedia.org/

