



ΣΤΥΛΙΑΝΟΣ Φ. ΛΑΖΑΡΙΔΗΣ Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΦΛΑΜΟΥΡΙΟΥ ΚΑΙ ΝΙΚΟΚΛΕΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ: 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ', ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: 'ΟΡΥΚΤΟΙ ΠΟΡΟΙ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ'



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2021





ΣΤΥΛΙΑΝΟΣ Φ. ΛΑΖΑΡΙΔΗΣ Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΦΛΑΜΟΥΡΙΟΥ ΚΑΙ ΝΙΚΟΚΛΕΙΑΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών Έφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία', Κατεύθυνση Όρυκτοί Πόροι και Περιβάλλον'

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 14/10/2021

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής Κορωναίος Αντώνιος, Επιβλέπων Αναπληρωτής Καθηγητής Σολδάτος Τριαντάφυλλος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Παπαδοπούλου Λαμπρινή, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής



© Στυλιανός Φ. Λαζαρίδης, Γεωλόγος, 2021 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΙΝΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΦΛΑΜΟΥΡΙΟΥ ΚΑΙ ΝΙΚΟΚΛΕΙΑΣ – Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

© Stylianos F. Lazaridis, Geologist, 2021 All rights reserved. PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF FLAMOURI AND NIKOKLIA PLUTONIC ROCKS – *Master Thesis*

Citation:

Λαζαρίδης Φ. Σ., 2021. – Πετρολογία και Γεωχημεία των Πλουτωνικών Πετρωμάτων Φλαμουρίου και Νικόκλειας. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 129 σελ. Lazaridis F. S., 2021. – Petrology and Geochemistry of Flamouri and Nikoklia Plutonic Rocks. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 129 pp.

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.

Εικόνα Εξωφύλλου: Κεροστίλβη με διδυμία (Λαζαρίδης Στυλιανός®)



ΠΡΟΛΟΙ ΌΣ	7
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	8
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	9
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ	10
2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗΣ ΜΑΖΑΣ	10
2.2 ΕΝΟΤΗΤΑ ΒΕΡΤΙΣΚΟΥ	12
2.3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	15
3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	16
3.1 ДЕІГМАТОЛНҰІА	16
4. ПЕТРОГРАФІА	20
4.1 МАКРОΣКОПІКН ПЕРІГРАФН	21
4.2 ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ	23
5. ОРУКТОЛОГІА	37
5.1 ΚΑΛΙΟΥΧΟΙ ΑΣΤΡΙΟΙ	37
5.2 ΠΛΑΓΙΟΚΛΑΣΤΑ	39
5.3 ΒΙΟΤΙΤΗΣ	46
5.4 ΑΜΦΙΒΟΛΟΣ	49
5.5 ΕΠΙΔΟΤΟ - ΚΑΙΝΟΖΟΪΣΙΤΗΣ	54
5.6 ΤΙΤΑΝΙΤΗΣ - ΑΠΑΤΙΤΗΣ	59
5.7 ΧΛΩΡΙΤΗΣ	62
6. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ	65
7. ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ	85
7.1 Η ΑΣΒΕΣΤΑΛΚΑΛΙΚΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ	85
7.2 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	87
7.3 ΕΞΕΛΙΞΗ ΚΑΙ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΜΑΓΜΑΤΟΣ	94
8. ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ - ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ	102
8.1 ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ BiGrd	102
8.2 ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ ΗbQzMzD	104
8.3 ГЕΩΘЕРМОВАРОМЕТРІА HbQzD	105
9. ΗΛΙΚΙΑ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ – ΣΥΓΚΡΙΣΕΙΣ ΜΕ ΑΛΛΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤ.	A 107
10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	112
11. ПЕРІЛНҰН	114
12. SUMMARY	117

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
ΟΕ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	
ПАРАРТНМА	
ПАРАРТНМА 1	
ПАРАРТНМА 2	
ПАРАРТНМА 3	

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών 'Έφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία' με ειδικότητα στην κατεύθυνση 'Όρυκτοί Πόροι και Περιβάλλον' του τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας, από το τμήμα Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Α.Π.Θ

\oyiac

Η έρευνα και η μελέτη των πλουτωνικών και των ηφαιστειακών πετρωμάτων είναι ιδιαίτερα σημαντική, καθώς μας παρέχει πληθώρα πληροφοριών όπως είναι οι σχετικές κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που έλαβαν ή λαμβάνουν χώρα ακόμα και σήμερα, τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα στα οποία γεννήθηκε ο εκάστοτε μαγματισμός, η τεκτονική που συνέβαλε στην αποκάλυψη ή/και στην δημιουργία αυτών των εμφανίσεων, καθώς και η προέλευση του κάθε σχηματισμού σύμφωνα πάντα με συγκρίσεις ανά τον κόσμο.

Ειδικότερα, η μελέτη των πετρωμάτων του Ελλαδικού χώρου είναι πολύ σημαντική, αφού διάφορες πολύπλοκες γεωτεκτονικές διαδικασίες έλαβαν χώρα ώστε να δημιουργηθεί αυτό που σήμερα αποκαλούμε Ελλάδα. Η πολυπλοκότητα αυτή έγκειται στο γεγονός ότι ο Ελλαδικός χώρος είναι ένα συνονθύλευμα διαδικασιών αλλά και πετρωμάτων διαφορετικής πηγής προελεύσεως, τα οποία έλαβαν χώρα από μερικά έως πάρα πολλά εκατομμύρια χρόνια πριν. Ακόμα και σήμερα όμως η έντονη τεκτονική δραστηριότητα διαμορφώνει την δομή και το ανάγλυφο του Ελληνικού χώρου. Ιδιαίτερη δυσκολία στην ερμηνεία και στην αποκρυπτογράφηση του, κατέχει ο χώρος της Σερβομακεδονικής Μάζας, αφού οι προτάσεις δημιουργίας του είναι αρκετές και μάλιστα διίστανται μεταξύ τους.

Στην παρούσα εργασία, μελετώνται για πρώτη φορά λεπτομερώς τα πλουτωνικά σώματα του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας. Οι περιοχές αυτές βρίσκονται στη βόρεια Ελλάδα κοντά στην περιοχή του Σοχού Θεσσαλονίκης και ανήκουν στην Σερβομακεδονική Μάζα. Σκοπός και στόχος αυτής της εργασίας είναι η ορυκτολογική, πετρογραφική και γεωχημική μελέτη των πετρωμάτων αυτών, καθώς και η ανάδειξη του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού τους.



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Α.Π.Θ Η Σερβομακεδονική Μάζα αποτελεί τμήμα της Ελληνικής Ενδοχώρας. Ανατολικά της υπάρχει η Μάζα της Ροδόπης. Παλιότερα πίστευαν ότι αυτές οι δύο αποτελούν έναν ενιαίο σχηματισμό. Νεότερες έρευνες απέδειξαν ότι ο διαχωρισμός τους έγινε με την εφελκυστική τεκτονική του Τριτογενούς όπου και σχηματίστηκε η Νεογενής λεκάνη του Στρυμώνα ανάμεσα τους (Μουντράκης 2010). Από δυσμάς συνορεύει με την Περιροδοπική ζώνη η οποία τοξοειδώς περιβάλλει την Ελληνική Ενδοχώρα. Η Σερβομακεδονική χωρίζεται σε δύο μεγάλες ενότητες πετρωμάτων οι οποίες είναι η ενότητα Κερδυλλίων και η ενότητα του Βερτίσκου. Οι περιοχές μελέτης της συγκεκριμένης εργασίας είναι το Φλαμούρι και η Νικόκλεια. Και οι δύο βρίσκονται στην Σερβομακεδονική Μάζα και συγκεκριμένα στην ενότητα του Βερτίσκου. Σε αυτές βρέθηκαν πλουτωνικά σώματα γρανοδιοριτικής έως μονζο - διοριτικής σύστασης (Ι.Γ.Μ.Ε. 1979). Το αξιοσημείωτο με αυτά είναι η ηλικία τους (~ 300 Ma, Poli & Koronaios αδημοσίευτα αποτελέσματα), αφού αποτελούν τις πρώτες ενδείξεις μαγματισμού του Βερτίσκου Ερκύνιας ηλικίας. Στόχος και σκοπός της παρούσας μελέτης είναι η ανάδειξη της πετρολογίας και της γεωχημείας των πετρωμάτων αυτών, η εύρεση του τρόπου γέννησης και εξέλιξης του μάγματος από το οποίο προέργονται και η σύγκριση τους με άλλα πετρώματα παρόμοιας ηλικίας του ελληνικού χώρου. Για τους παραπάνω λόγους συλλέχθηκαν δείγματα από τις δύο περιοχές για ορυκτολογικές και γεωγημικές αναλύσεις.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗΣ ΜΑΖΑΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Π.Θ

. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η Σερβομακεδονική Μάζα βρίσκεται στην βόρεια Ελλάδα και συγκεκριμένα ανατολικά από την πόλη της Θεσσαλονίκης. Είναι ένα επίμηκες σύμπλεγμα με πλάτος 30 - 60 km και μήκος περίπου 300 km, που εκτείνεται από την ανατολική Σερβία και νοτιοδυτική Βουλγαρία έως βόρεια της χερσονήσου της Χαλκιδικής (Himmerkus et al. 2008, Meinhold et al. 2009). Το ελληνικό της κομμάτι ξεκινάει από τα όρη Κερκίνη, που βρίσκονται στα σύνορα με τη Βουλγαρία, και φτάνει μέχρι την Χαλκιδική. Το ανατολικό της περιθώριο είναι η Μάζα της Ροδόπης, όπου ανάμεσα τους βρίσκεται η λεκάνη του ποταμού Στρυμόνα. Τα όρια των δύο Μαζών βρίσκονται πολύ καιρό υπό συζήτηση. Μερικές απόψεις υποστηρίζουν ότι η Σερβομακεδονική Μάζα εφίππευσε την Μάζα της Ροδόπης κατά μήκος του ρήγματος της κοιλάδας του ποταμού Στρυμόνα κατά το Τεταρτογενές (Kockel et al. 1971, Μουντράκης 2010). Αργότερα το ρήγμα αυτό χαρακτηρίστηκε ως ένα μεγάλης κλίμακας ΝΔ βύθισμα εκτατικής αποκόλλησης (Sokoutis et al. 1993, Kilias et al. 1999). Άλλες απόψεις αποδεικνύουν ότι το ρήγμα του Στρυμόνα είναι μια αποκόλληση μέσα στον ανώτερο φλοιό της Ροδόπης που έλαβε χώρα κατά το Πλειόκαινο – Πλειστόκαινο (Brun & Sokoutis 2007). Έτσι η Σερβομακεδονική Μάζα δεν εφιππεύει τεκτονικά την Μάζα της Ροδόπης στο ρήγμα του Στρυμόνα, αλλά το όριο μεταξύ τους είναι το ΔΝΔ βύθισμα των Κερδυλλίων που χωρίζει τα Κερδύλλια από τον Βερτίσκο. Το πρόβλημα της σχέσης ανάμεσα σε Σερβομακεδονική και Ροδόπη λύθηκε με την αναγνώριση των δυτικών και κεντρικών περιοχών της Σερβομακεδονικής ως ξεχωριστής τερράνας, που ονομάστηκε τερράνα του Βερτίσκου (Himmerkus et al. 2009). Ως τερράνα (terrane) ορίζεται ένα ευδιάκριτο τέμαγος, που οριοθετείται από ρήγματα, και το οποίο έχει σημαντικά διαφορετική γεωλογική εξέλιξη από τις γειτονικές του περιοχές (Himmerkus et al. 2007). Όσον αφορά το δυτικό περιθώριο της Σερβομακεδονικής, αυτό είναι η Περιροδοπική Ζώνη, την οποία οι Ricou et al. (1998) χαρακτηρίζουν ως ολισθοστρωματικό φλύσχη του Κρητιδικού, ενώ ο Meinhold (2007) υποστηρίζει την απόθεση της κατά το Ιουρασικό. Τέλος οι Himmerkus et al. (2006) αποτυπώνουν την Περιροδοπική Ζώνη ως οφειολιθικό mélange το οποίο χωρίζει την Σερβομακεδονική από την Ζώνη Αξιού. Τα κεντρικά και ανατολικά τμήματα της Σερβομακεδονικής αποτελούνται κυρίως από γρανιτικά πετρώματα που διεισδύουν σε αμφιβολίτες και μεταϊζήματα (Himmerkus et al. 2008). Η Σερβομακεδονική χωρίζεται σε δύο κύριες Ενότητες, την Ενότητα των Κερδυλλίων και την Ενότητα του Βερτίσκου. Η Ενότητα των Κερδυλλίων έχει πάχος περί τα 3000 m και καταλαμβάνει την ανατολική Χαλκιδική μεταξύ των εκβολών του Στρυμόνα και του Στρατωνίου. Τα πετρώματα της είναι μιγματιτικοί βιοτιτικοί γνεύσιοι, στους οποίους έχουν διεισδύσει Τεταρτογενείς γρανίτες, αμφιβολίτες, εκλογίτες και μάρμαρα (Himmerkus et al. 2009, Μουντράκης 2010). Γενικά έχει πολύ κοινά χαρακτηριστικά με την Μάζα της Ροδόπης όσον αφορά την λιθολογία, την τεκτονική και τις ηλικίες κρυστάλλωσης. Η Ενότητα του Βερτίσκου θα αναλυθεί παρακάτω. Το όριο μεταξύ Βερτίσκου και Κερδυλλίων είναι μια ζώνη συρραφής που αποτελείται από ένα mélange μαρμάρων, αμφιβολιτών και μεταγάββρων. Αυτά τα πετρώματα έχουν συνδεθεί με το Σύμπλεγμα Θερμά – Βόλβη – Γομάτι και ερμηνεύονται είτε ως απομεινάρια του ωκεανού της Παλαιοτηθύος που έκλεισε στις αρχές του Ιουρασικού, είτε ως διεισδυτικό Σύμπλεγμα σχετιζόμενο με ρήγμα που έλαβε χώρα κατά το Μεσοζωικό (Meinhold et al. 2009). Επιπρόσθετα η Σερβομακεδονική έχει άλλες δύο ενότητες που είναι η Ενότητα Πυργαδίκια και η Ενότητα της Αρναίας. Τα πρώτα αποτελούν μια μικροτερράνα της Αφρικής που περικόπτει σαν τεκτονικό τέμαχος το mélange της Περιροδοπικής Ζώνης. Η ενότητα της Αρναίας αποτελείται από Τριαδικούς λευκογρανίτες που διεισδύουν στο υπόβαθρο του Βερτίσκου (Himmerkus et al. 2008). Όλα τα παραπάνω απεικονίζονται στην Εικ. 2.1.1.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 2.1.1. a. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Ελληνικής Σερβομακεδονικής Μάζας όπου φαίνονται οι Ενότητες Βερτίσκου, Πυργαδικίων, Κερδυλλίων και ο γρανίτης της Αρναίας. b. Τεκτονοστρωματογραφικές ζώνες της Ελλάδας, όπου η ζώνη Πίνδου και η ζώνη Αξιού είναι οφειολιθικές ενότητες που αποτελούν παλιές ωκεάνιες λεκάνες. (Himmerkus et al. 2008).

Στη Σερβομακεδονική Μάζα έλαβαν χώρα διάφορα παραμορφωτικά και μεταμορφικά γεγονότα με μαγματικές διεισδύσεις κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού τα οποία ακολουθήθηκαν από έναν Ηωκαινικό – Ολιγοκαινικό πλουτωνικό μαγματισμό (Poli et al. 2009).

2.2 ΕΝΟΤΗΤΑ ΒΕΡΤΙΣΚΟΥ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Οπως προαναφέρθηκε, η Ενότητα του Βερτίσκου καλύπτει το βορειοδυτικό τμήμα της Σερβομακεδονικής Μάζας και πήρε το όνομα της από το ομώνυμο όρος Βερτίσκος, που βρίσκεται στο κέντρο της ενότητας. Το όρος έχει υψόμετρο περίπου 1.103 m και αποστραγγίζεται από αρκετά ποτάμια και ρέματα, όπως ο Γαλλικός και ο Στρυμόνας (Georgiadis et al. 2010). Το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της, αποτελείται κυρίως από μεταϊζήματα και μεταβασικά πετρώματα, στα οποία διείσδυσαν Μεσοζωικοί λευκοκρατικοί γρανίτες και φλέβες (Poli et al. 2009). Ολόκληρη η Ενότητα μεταμορφώθηκε κατά τη διάρκεια του Παλαιοζωικού σε αμφιβολιτική φάση και υπέστη ανάδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης κατά το Κρητιδικό (Mountrakis 2002). Λεπτομερέστερα και σύμφωνα με τους Κούρου (1991) και Σιδηρόπουλος (1991), οι λιθολογικοί τύποι της Ενότητας του Βερτίσκου είναι οι ακόλουθοι :

- <u>Μεταϊζήματα</u>, όπως μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι, μεταψαμμίτες και μάρμαρα. Αυτά έχουν Παλαιοζωική ηλικία και πολυμεταμορφικό χαρακτήρα, που τα επηρέασε κατά τον Μεσοζωικό.
- <u>Μιγματίτες</u>. Βρίσκονται μέσα στους μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και έχουν ηλικία Παλαιοζωική ή παλιότερη.
- <u>Αμφιβολίτες</u>. Βρίσκονται μεταξύ των μιγματιτών και των μαρμαρυγιακών σχιστόλιθων. Έχουν πυριγενή προέλευση, πιθανόν από θολεϊτικό μάγμα και η ηλικία τους είναι Παλαιοζωική ή και παλιότερη.
- <u>Υπερβασικά πετρώματα</u>, όπως σερπεντινίτες και ταλκικοί χλωριτικοί σχιστόλιθοι. Αυτά είναι τοποθετημένα τεκτονικά σαν φακοί μέσα στους μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους. Η ηλικία τους είναι επίσης Παλαιοζωική ή παλιότερη.
- <u>Εκλογίτες και αμφιβολιτιωμένοι εκλογίτες</u>. Τα πετρώματα αυτά δείχνουν στοιχεία υψηλής πιέσεως και έχουν πιθανών βασαλτικού τύπου πρωτόλιθο. Η ηλικία τους είναι Παλαιοζωική ή και παλιότερη.
- <u>Όξινα πλουτωνικά πετρώματα</u>. Τα μεγαλύτερα μαγματικά σώματα είναι της Αρναίας και της Κερκίνης και ονομάζονται Γρανιτικό Σύμπλεγμα Αρναίας και Γρανιτικό Σύμπλεγμα Κερκίνης αντίστοιχα. Η ηλικία τους είναι Τριαδική (Poli et al. 2009). Ακόμα, υπάρχουν τα πλουτωνικά σώματα Φλαμουρίου και Νικόκλειας, που αποτελούν και το αντικείμενο μελέτης αυτής της εργασίας.
- <u>Πηγματίτες</u>. Η ηλικία τους είναι Ιουρασική Τριτογενής (Marakis 1969, Zervas 1980).
- <u>Εμφανίσεις Τριτογενών όξινων ηφαιστειακών πετρωμάτων</u>.
- <u>Γραουβάκες και αρκόζες</u>, Τεταρτογενούς ηλικίας και με φτωχή ταξινόμηση.

Οι κύριοι λιθολογικοί τύποι της Ενότητας του Βερτίσκου είναι οι ορθογνεύσιοι (Himmerkus et al. 2007, 2008, 2009, Georgiadis et al. 2010, 2012, 2013). Σύμφωνα με τους Himmerkus et al. (2007), αυτοί χωρίζονται σε 3 ομάδες, που είναι :

<u>Βιοτιτικοί γνεύσιοι</u>. Είναι η πιο διαδεδομένη ομάδα και αποτελείται από οφθαλμοειδείς γνεύσιους, με τους Κ – άστριους να είναι πάνω από 10 cm

- <u>Διμαρμαρυγιακοί γνεύσιοι</u>. Έχουν ιδιόμορφους κρυστάλλους ορυκτών και μικρότερους Κ – άστριους από την προηγούμενη ομάδα.
- <u>Λευκοκρατικοί μοσχοβιτικοί γνεύσιοι</u>. Αυτή η ομάδα περιλαμβάνει τα πιο κατακερματισμένα πετρώματα της ακολουθίας. Είναι υπερ-αλκαλικά και ταξινομούνται σαν γρανίτες ηφαιστειακού τόξου στο διάγραμμα των Pearce et al. (1984).

Οι ηλικίες των γνευσίων κυμαίνονται μεταξύ 443,4 ± 5,5 Ma έως και 425,9 ± 4,2 Ma και αυτές είναι οι αρχικές ηλικίες κρυστάλλωσης των γρανιτών που ήταν πρωτόλιθοι των γνευσίων. Παρόμοιες ηλικίες (460 – 445 Ma) βρέθηκαν και στα μεταμορφωμένα πετρώματα των περιοχών Obidim και Mesta της Βουλγαρίας που ανήκουν στην Ενότητα Βερτίσκου – Ograzhden (Georgiev et al. 2010). Υπάρχει και η άποψη ότι οι προαναφερόμενοι γνεύσιοι, δεν είναι ορθογνεύσιοι, αλλά έχουν σαν πρωτόλιθους γραουβάκες, αρκόζες και πηλόλιθους (Kockel et al. 1977, Sakellariou 1989).

Σύμφωνα με τους Κούρου (1991) και Σιδηρόπουλος (1991), η Ενότητα του Βερτίσκου επηρεάστηκε από 5 μεταμορφικά γεγονότα (Εικ. 2.2.1), τα οποία είναι:

- 1. <u>Μ₁ Γεγονός</u>, Ερκύνιας ηλικίας με P > 9 Kb και 400 °C < T < 550 °C, το οποίο αντιπροσωπεύεται από εκλογίτες.
- 2. <u>Μ₂ Γεγονός</u>, Ερκύνιας ηλικίας με 3,5 Kb < P < 8,5 Kb και 650 °C < T < 750 °C, το οποίο αντιπροσωπεύεται από μιγματίτες και αμφιβολίτες. Σε αυτό το γεγονός ξεκινάει η αμφιβολιτίωση των εκλογιτών.
- 3. <u>Μ₃ Γεγονός</u>, Περμο Τριαδικής ηλικίας με 5 Kb < P < 8 Kb και 500 °C < T < 690 °C. Συνεχίζεται η αμφιβολιτίωση.
- 4. <u>Μ4 Γεγονός</u>. Ηλικία A. Ιουρασική με 6 Kb < P < 9 Kb και 400 °C < T < 520 °C. Σε αυτό το γεγονός γίνεται η σερπεντινίωση των υπερβασικών πετρωμάτων.
- 5. <u>M₅ Γεγονός</u>. Έλαβε χώρα στα Τέλη Ιουρασικού σε χαμηλού βαθμού συνθήκες μεταμόρφωσης με $P \le 5$ Kb και 300 °C < T < 500 °C.





Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη Επιπρόσθετα υπάρχουν ενδείξεις νεοτεκτονικής δραστηριότητας (Psilovikos 1984). Οι λεκάνες της Ενότητας του Βερτίσκου σχηματίστηκαν σε 2 στάδια (Ψιλοβίκος 1977). Το πρώτο έλαβε χώρα στο Κ. – Μ. Μειόκαινο και το δεύτερο στο Α. Πλειόκαινο – Κ. Πλειστόκαινο. Αιτία ήταν η ενεργός εφελκυστική τεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή του Αιγαίου. Αυτή η νεοτεκτονική δραστηριότητα συνεχίζεται μέχρι και σήμερα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με όλα τα παραπάνω και ειδικά με την ηλικία και την προέλευση των ορθογνεύσιων, μπορεί να προταθεί το συμπέρασμα ότι η τερράνα του Βερτίσκου ήταν τμήμα της Hun υπερ-τερράνας που δημιουργήθηκε κατά το Κάμβριο – Σιλούριο στο βόρειο ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο της Γκοντβάνας (Εικ. 2.2.2), το οποίο βρεχόταν από των ωκεανό Rheic και την θάλασσα της Πρωτοτηθύος (Himmerkus et al. 2007, 2008; Meinhold et al. 2009; Kydonakis et al. 2014). Ο μαγματισμός δημιουργήθηκε κατά τη νότια υποβύθιση της Πρωτοτηθύος κάτω από την Γκοντβάνα. Έτσι ένα νησιώτικο τόξο δημιουργήθηκε στις ήδη υπάρχουσες Cadomian τερράνες που είχαν αποσπαστεί από την Ηun κατά το κλείσιμο της Πρωτοτηθύος και το άνοιγμα της Παλαιοτηθύος, εξαιτίας της δημιουργίας εφελκυστικών τάσεων που ωθούσαν προς Βορρά την Γκοντβάνα. Αργότερα κατά το Δεβόνιο – Λιθανθρακοφόρο η τερράνα του Βερτίσκου ενσωματώθηκε με το νότιο ηπειρωτικό περιθώριο της Λαυρασίας, όπου και αναδύθηκε κατά το Κ. – Μ. Τριαδικό και έπειτα υποβλήθηκε ξανά σε διαδικασίες υποβύθισης και ανάδυσης κατά το Α. Ιουρασικό – Κ. Κρητιδικό, κατά το κλείσιμο του ωκεανό του Αξιού (Meinhold et al. 2009).



Εικόνα 2.2.2. Παλαιογεωγραφική ανακατασκευή της Βόρειας Γκοντβάνα. Η θέση της Hun υπερ τερράνας φαίνεται από το Κ. Ορδοβίσιο – Α. Σιλούριο μαζί με την τερράνα του Βερτίσκου (Himmerkus et al. 2008).

2.3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Α Η περιοχή της μελέτης περιλαμβάνει τα δύο πλουτωνικά σώματα του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας (Εικ. 2.3.1). Ο πλουτωνίτης του Φλαμουρίου χαρακτηρίζεται ως γρανοδιορίτης ενώ αυτός της Νικόκλειας ως χαλαζιακός διορίτης (Ι.Γ.Μ.Ε. 1979). Αυτά βρίσκονται βορειοανατολικά της Θεσσαλονίκης και συγκεκριμένα ανάμεσα από τα χωριά Σοχός, Νιγρίτα και Χωρούδα, με το πρώτο χωριό να βρίσκεται νότια, το δεύτερο δυτικά και το τρίτο ανατολικά της περιοχής μελέτης αντίστοιγα. Ο μεν γρανοδιορίτης πήρε το όνομα του από το χωριό Ερείπια Φλαμουρίου, το οποίο βρίσκεται στην βορειοδυτική πλευρά του πλουτωνίτη και μέσα σε αυτόν, ενώ ο χαλαζιακός διορίτης της Νικόκλειας πήρε το όνομα του από το ομώνυμο χωριό της Νικόκλειας που βρίσκεται βόρειο-βορειοδυτικά του πλουτωνίτη αλλά έξω από αυτόν. Και τα δύο σώματα βρίσκονται στην Σερβομακεδονική Μάζα και συγκεκριμένα στην Ενότητα του Βερτίσκου. Η περιοχή χαρακτηρίζεται ημιορεινή με μέγιστο υψόμετρο περίπου τα 1000 m. Σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (1979), τα δύο πλουτωνικά σώματα διεισδύουν σε διμαρμαρυγιακούς γνέυσιους και σε αμφιβολίτες του Παλαιοζωικού. Επίσης γύρω τους υπάρχουν εμφανίσεις υπερβασικών πετρωμάτων, κυρίως σερπεντινιτών μαζί με ταλκικούς σχιστόλιθους. Σε ορισμένες θέσεις, πάνω από τον γρανοδιορίτη του Φλαμουρίου υπάρχουν χαλίκια και άργιλοι που είναι αναβαθμίδες των ποταμών. Η ηλικία τους είναι Πλειστοκαινική. Πάνω από τον χαλαζιακό διορίτη της Νικόκλειας, υπάρχουν κατά θέσεις εναλλαγές αδρομερών κροκαλοπαγών και άμμων, ερυθρών αμμούγων αργίλων και λατυποπαγών Πλειοκαινικής ηλικίας.



Εικόνα 2.3.1. Εικόνα από το google earth στην οποία φαίνεται η ακριβής θέση των πλουτωνικών σωμάτων του Φλαμουρίου (δυτικά) και της Νικόκλειας (ανατολικά) με βάση τον γεωλογικό χάρτη (Ι.Γ.Μ.Ε. 1979). Επίσης διακρίνονται τα χωριά Σοχός, Χωρούδα, Νιγρίτα και Νικόκλεια.



Συλλέχθηκαν 14 δείγματα συνολικά από τους δύο πλουτωνικούς όγκους (Πιν. 3.1.1), 10 από την περιοχή του Φλαμουρίου και 4 από την περιοχή της Νικόκλειας. Όλα τα δείγματα είναι κυρίως από τα βορειότερα τμήματα των πλουτωνιτών αυτών, λόγω της έντονης αποσάθρωσης που παρατηρείται στα νοτιότερα τμήματα. Μετά την δειγματοληψία, τα δείγματα μεταφέρθηκαν στα εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας, του τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης για επεξεργασία.

		ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		
ΔΕΙΓΜΑ	ПЕРІГРАФН	WGS - 84		ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ
		ΠΛΑΤΟΣ	ΜΗΚΟΣ	
FL3	Πλουτωνικό πέτρωμα	40° 55,136′	23° 17,378′	
FL5	Πλουτωνικό πέτρωμα	40° 55,129′	23° 17,241′	
FL5E	Έγκλεισμα	40° 55,129′	23° 17,241′	
FL50	Πλουτωνικό πέτρωμα	40° 55,196′	23° 17,678′	Еік. 3.1.3
FL101E	Έγκλεισμα	40° 55,196′	23° 17,678′	Еік. 3.1.4
FL51	Πλουτωνικό πέτρωμα	40° 55,096′	23° 17,307′	Еік. 3.1.5
FL54	Πλουτωνικό πέτρωμα	40° 55,222′	23° 17,743′	Еік. 3.1.6
FL102E	Έγκλεισμα	40° 55,222′	23° 17,743′	Еік. 3.1.7
FL103	Πηγματίτης	40° 55,222′	23° 17,743′	
FL105	Πηγματίτης	40° 55,460′	23° 18,359′	
NIK1	Πλουτωνικό πέτρωμα	40° 55,005′	23° 24,305′	Еік. 3.1.8
NIK101	Πηγματίτης	40° 55,005′	23° 24,305′	Εικ. 3.1.8
NIK2	Πλουτωνικό πέτρωμα	40° 54,548′	23° 24,318′	
NIK102	Ξενόλιθος	40° 54,564′	23° 24,261′	Еік. 3.1.9
NIK3	Πλουτωνικό πέτρωμα	40° 54,564′	23° 24,261′	Еік. 3.1.9

Πίνακας 3.1.1. Ονομασία, συντεταγμένες και φωτογραφίες του κάθε δείγματος.

Στις παρακάτω εικόνες (Εικ. 3.1.1 και Εικ. 3.1.2), φαίνονται οι ακριβείς θέσεις δειγματοληψίας σύμφωνα με τις συντεταγμένες του Πιν. 3.1.1.



Εικόνα 3.1.1. Θέσεις δειγματοληψίας στο βόρειο τμήμα του πλουτωνίτη του Φλαμουρίου. Τα δείγματα FL101E, FL102E, FL103 και FL5E είναι από την ίδια θέση με τα δείγματα FL50, FL54 και FL5 αντίστοιχα, για αυτό και δεν απεικονίζονται (από google earth, με βάση

τον γεωλογικό χάρτη του Σοχού από Ι.Γ.Μ.Ε. 1979).

Εικόνα 3.1.2. Θέσεις δειγματοληψίας στο βόρειο τμήμα του πλουτωνίτη της Νικόκλειας. Τα δείγματα ΝΙΚ101 και ΝΙΚ102 είναι από την ίδια θέση με τα δείγματα ΝΙΚ1 και ΝΙΚ3 αντίστοιχα, για αυτό και δεν απεικονίζονται (από google earth, με βάση τον γεωλογικό χάρτη

Ψηφιακή συλλογή



του Σοχού από Ι.Γ.Μ.Ε. 1979).

Παρακάτω παρατίθενται οι φωτογραφίες από την κάθε θέση δειγματοληψίας ξεχωριστά, σύμφωνα με τον Πιν. 3.1.1.



Εικόνα 3.1.3. Δείγμα FL50.



Εικόνα 3.1.4. Δείγμα FL101E.



Εικόνα 3.1.5. Δείγμα FL51.



Εικόνα 3.1.6. Δείγμα FL54.



Εικόνα 3.1.7. Δείγμα FL102E.



Εικόνα 3.1.8. Δείγμα ΝΙΚ1 και ΝΙΚ101.

Εικόνα 3.1.9. Δείγμα ΝΙΚ102 και ΝΙΚ3.



Οπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, οι πλουτωνίτες του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας χαρακτηρίζονται ως γρανοδιορίτης και χαλαζιακός διορίτης αντίστοιχα (Ι.Γ.Μ.Ε. 1979). Αυτό, επιβεβαιώνεται και από το διάγραμμα χημικής ταξινόμησης Q' - ANOR (Streikeisen & LeMaitre 1979), που είναι βασισμένο στην δυνητική σύσταση των πετρωμάτων (Σχ. 4.1). Σύμφωνα με αυτό διακρίνονται 2 πετρογραφικοί τύποι για τα δείγματα του Φλαμουρίου FL3, FL5, FL50, FL51, FL54 και FL5E, με τα 5 πρώτα να χαρακτηρίζονται ως γρανοδιορίτες, ενώ το FL5E που αντιπροσωπεύει ένα έγκλεισμα να χαρακτηρίζεται ως χαλαζιακός μονζοδιορίτης και 1 πετρογραφικός τύπος για τα δείγματα της Νικόκλειας ΝΙΚ1, ΝΙΚ2 και ΝΙΚ3 που χαρακτηρίζονται ως χαλαζιακοί διορίτες.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

4. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ



Σχήμα 4.1. Ταξινόμηση πετρογραφικών τύπων των δειγμάτων Φλαμουρίου και Νικόκλειας (Streikeisen & LeMaitre 1979).

Αναλυτικότερα, λόγω της έντονης παρουσίας του βιοτίτη (>5%) στον γρανοδιορίτη του Φλαμουρίου, αυτός θα ονομαστεί βιοτιτικός γρανοδιορίτης. Αντίστοιχα, στα πετρώματα της Νικόκλειας κυριαρχεί η κεροστίλβη (>5%), οπότε ο πλουτωνίτης θα ονομαστεί κεροστιλβικός – χαλαζιακός διορίτης. Όσον αφορά το έγκλεισμα των δειγμάτων του Φλαμουρίου, σε αυτό κυριαρχεί η κεροστίλβη, οπότε η ονομασία του θα είναι κεροστιλβικός – χαλαζιακός μονζοδιορίτης. Στο εξής, για λόγους απλοποίησης, ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης του Φλαμουρίου θα αναγράφεται BiGrd, ο κεροστιλβικός – χαλαζιακός διορίτης της Νικόκλειας HbQzD και το έγκλεισμα HbQzMzD. 4.1 ΜΑΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο BiGrd του Φλαμουρίου (Εικ. 4.1.1) αποτελεί ένα μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα με ορατούς κρυστάλλους, άρα έχει γρανιτικό ιστό. Παρουσιάζει μια τυπική εικόνα ενός λευκοκρατικού γρανοδιορίτη. Σε αρκετά δείγματα είναι αποσαθρωμένος, ενώ στην μάζα του περιέχει αρκετά εγκλείσματα.



Εικόνα 4.1.1. Αντιπροσωπευτικό μακροσκοπικό δείγμα BiGrd του Φλαμουρίου.

Ο HbQzD της Νικόκλειας (Εικ. 4.1.2) είναι επίσης ένα μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα, το οποίο έχει γρανιτικό ιστό. Παρουσιάζει μια τυπική εικόνα ενός μεσοκρατικού πετρώματος. Σε πολλά δείγματα παρουσιάζει έντονη αποσάθρωση.



Εικόνα 4.1.2. Αντιπροσωπευτικό μακροσκοπικό δείγμα HbQzD της Νικόκλειας.

Όσον αφορά τον HbQzMzD (Εικ. 4.1.3), αυτός είναι ένα μεσόκοκκο πέτρωμα με γρανιτικό ιστό. Έχει έντονη αποσάθρωση και μοιάζει πολύ με ένα τυπικό μεσοκρατικό πέτρωμα.



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Εικόνα 4.1.3. Αντιπροσωπευτικό μακροσκοπικό δείγμα HbQzMzD του Φλαμουρίου.

Τέλος, οι πηγματίτες (Εικ. 4.1.4) που συλλέχθηκαν είναι αδρόκοκκα πετρώματα με πηγματιτικό ιστό και γραφικές συμφύσεις. Η αποσάθρωση τους είναι εμφανής και χαρακτηρίζονται ως ολολευκοκρατικοί αφού η παρουσία φεμικών ορυκτών είναι μηδαμινή.



Εικόνα 4.1.4. Αντιπροσωπευτικό μακροσκοπικό δείγμα των πηγματιτών που συλλέχθηκαν. Διακρίνεται η γραφική σύμφυση καθώς και οι μεγάλοι κρύσταλλοι.

4.2 ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο BiGrd του Φλαμουρίου, κάτω από το πολωτικό μικροσκόπιο έχει γρανιτικό ιστό και επιβεβαιώνεται η περιγραφή του ως μεσόκοκκου έως αδρόκοκκου πετρώματος. Ο χαλαζίας του (Εικ. 4.2.1) παρουσιάζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους με κυματοειδή κατάσβεση.



Εικόνα 4.2.1. Χαλαζίας του BiGrd, (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Τα πλαγιόκλαστα (Εικ. 4.2.2 και 4.2.3) έχουν ιδιόμορφους – υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Παρουσιάζουν αλβιτική διδυμία, καθώς και Carlsbad και περικλινική. Σε μερικές τομές εμφανίζονται με ζώνωση. Οι αλλοιώσεις τους είναι η καολινίωση, η σερικιτίωση (η μετατροπή δηλαδή σε λεπτομερή μοσχοβίτη) και σε πολλά σημεία η μετατροπή τους σε επίδοτο και ζοϊσίτη.



Εικόνα 4.2.2. Πλαγιόκλαστο του BiGrd. Διακρίνονται και οι 3 διδυμίες που αναφέρθηκαν καθώς και οι αλλοιώσεις του. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.3. Πλαγιόκλαστο του BiGrd. Διακρίνονται οι πολύ έντονες αλλοιώσεις του καθώς και η αλβιτική διδυμία του. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Οι καλιούχοι άστριοι (Εικ. 4.2.4 και 4.2.5) είναι ορθόκλαστα με ιδιόμορφους – υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Παρουσιάζουν διδυμία Carlsbad και από αλλοιώσεις καολινίωση και σερικιτίωση. Επίσης έχουν μυρμηκιτικό ιστό (δηλαδή περιφερειακή αντικατάσταση των καλιούχων αστρίων έπειτα από επαφή τους με πλαγιόκλαστα).



Εικόνα 4.2.4. Ορθόκλαστο του BiGrd. Διακρίνεται η διδυμία Carlsbad, καθώς και η καολινίωση και η σερικιτίωση. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.5. Ορθόκλαστο του BiGrd. Διακρίνεται ο μυρμηκιτικός ιστός. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Οι βιοτίτες (Εικ. 4.2.6 και 4.2.7) έχουν ιδιόμορφους - υπιδιόμορφους κρυστάλλους και παρουσιάζουν υψηλά χρώματα πόλωσης. Σε μερικές τομές παρατηρείται η αλλοίωση τους σε χλωρίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 4.2.6. Βιοτίτης του BiGrd. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).



Εικόνα 4.2.7. Βιοτίτης του BiGrd. Διακρίνεται η αλλοίωση του σε χλωρίτη. (N- αριστερά, N+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Ο χλωρίτης (Εικ. 4.2.8) είναι προϊόν αλλοίωσης του βιοτίτη. Εμφανίζεται με φυλλώδη μορφή και ανοιχτό πράσινο χρώμα. Χαρακτηριστικά είναι τα ανώμαλα χρώματα πόλωσης του.



Εικόνα 4.2.8. Χλωρίτης του BiGrd. Διακρίνονται τα ανώμαλα χρώματα πόλωσης του. (Ναριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).

Το επίδοτο (Εικ. 4.2.9) εμφανίζεται με την μορφή ακανόνιστων μαζών, αλλοτριόμορφων κόκκων και πρισματικών κρυστάλλων. Έχει έντονο υψηλό ανάγλυφο και υψηλά φωτεινά χρώματα πόλωσης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 4.2.9. Επίδοτο του BiGrd. (N- αριστερά, N+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Σε μερικές τομές υπάρχουν λίγοι κρύσταλλοι κεροστίλβης (Εικ. 4.2.10). Αυτοί έχουν ιδιόμορφη – υπιδιόμορφη ανάπτυξη. Επίσης έχουν μέτριο ανάγλυφο, σχισμό και έντονο πλεοχροϊσμό, όπως και διδυμίες.



Εικόνα 4.2.10. Κεροστίλβη του BiGrd. Διακρίνεται ο σχισμός της. (N- αριστερά, N+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Τέλος, τα ορυκτά που βρίσκονται στην μικρότερη ποσότητα είναι ο τιτανίτης (Εικ. 4.2.11), ο απατίτης (Εικ. 4.2.12), ο κλινοζοϊσίτης (Εικ. 4.2.13) και το ζιρκόνιο (Εικ. 4.2.14). Ο τιτανίτης βρίσκεται με τη μορφή μικρών ιδιόμορφων ρομβοειδών κρυστάλλων με καστανό χρώμα. Ο απατίτης συναντάται με τη μορφή μικρών ιδιόμορφων – υπιδιόμορφων πρισματικών και βελονοειδών κρυστάλλων. Ο κλινοζοϊσίτης είναι προϊόν αλλοίωσης των αστρίων. Βρίσκεται σε αλλοτριόμορφους κόκκους, ακανόνιστες μάζες και πρισματικούς κρυστάλλους. Χαρακτηριστικά είναι τα ανώμαλα μπλε χρώματα πόλωσης του. Το ζιρκόνιο απαντάται σε πολύ υψηλά χρώματα πόλωσης του.



Εικόνα 4.2.11. Τιτανίτης του BiGrd. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.12. Απατίτης του BiGrd. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.13. Κλινοζοϊσίτης του BiGrd. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.14. Ζιρκόνιο του BiGrd. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Ο HbQzD της Νικόκλειας, μικροσκοπικά, έχει και αυτός γρανιτικό ιστό και είναι μεσόκοκκος έως αδρόκοκκος. Γενικά, χαρακτηρίζεται από την έντονη παρουσία της κεροστίλβης (Εικ. 4.2.15), η οποία σχηματίζει ιδιόμορφους – υπιδιόμορφους πρισματικούς κρυστάλλους με έντονο πλεοχροϊσμό, εμφανή σχισμό και διδυμίες. Χαρακτηριστικός επίσης είναι και ο διπλός «μπακλαβαδωτός» σχισμός της.



Εικόνα 4.2.15. Κεροστίλβη του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Ο χαλαζίας (Εικ. 4.2.16) σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους με κυμματοειδή κατάσβεση. Τα πλαγιόκλαστα (Εικ. 4.2.17) είναι αρκετά αλλοιωμένα και παρουσιάζουν και τις αλλοιώσεις, καολινίωση, σερικιτίωση και μετατροπή σε επίδοτο και ζοϊσίτη. Οι διδυμίες που εμφανίζουν είναι η αλβιτική, η περικλινική και η Carlsbad. Επίσης ορισμένα παρουσιάζουν ζώνωση. Όσον αφορά τους καλιούχους άστριους, αυτοί είναι ορθόκλαστα (Εικ. 4.2.18) με διδυμία Carlsbad, τα οποία είναι πολύ καολινιωμένα και σερικιτωμένα. Η παρουσία τους είναι ελάχιστη.



Εικόνα 4.2.16. Χαλαζίας του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.17. Πλαγιόκλαστο του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).



Εικόνα 4.2.18. Ορθόκλαστο του HbQzD. (N- αριστερά, N+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).

Ο βιοτίτης (Εικ. 4.2.19) είναι έντονα αλλοιωμένος σε χλωρίτη (Εικ. 4.2.20), για αυτό και η παρουσία του είναι μειωμένη. Ο χλωρίτης εμφανίζει τα χαρακτηριστικά ανώμαλα χρώματα πόλωσης του και έχει ασθενή πλεοχροϊσμό.



Εικόνα 4.2.19. Βιοτίτης του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).



Εικόνα 4.2.20. Χλωρίτης του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).

Το επίδοτο (Εικ. 4.2.21) υπάρχει σε μικρές ποσότητες με αλλοτριόμορφους κόκκους και ακανόνιστες μάζες. Ακόμα, υπάρχει απατίτης (Εικ. 4.2.22) σε βελονοειδείς κρυστάλλους, ίχνη τιτανίτη (Εικ. 4.2.23) σε ιδιόμορφους ρομβοειδείς κρυστάλλους, κλινοζοϊσίτης (Εικ. 4.2.24) ως προϊόν αλλοίωσης των αστρίων και ζιρκόνιο (Εικ. 4.2.25) σε πολύ μικρούς ιδιόμορφους πρισματικούς κρυστάλλους.



Εικόνα 4.2.21. Επίδοτο του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.22. Απατίτης του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.23. Τιτανίτης του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.24. Κλινοζοϊσίτης του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.25. Ζιρκόνιο του HbQzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Ο HbQzMzD έχει τα ίδια ορυκτά με τα 2 προηγούμενα πετρώματα, εκτός από ζιρκόνιο. Ο ιστός του είναι γρανιτικός και από το μέγεθος των ορυκτών του χαρακτηρίζεται ως μεσόκοκκο πέτρωμα. Ο χαλαζίας του (Εικ. 4.2.26) σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους με κυματοειδή κατάσβεση. Όλοι οι άστριοι του είναι πολύ αλλοιωμένοι. Συγκεκριμένα, το πλαγιόκλαστο (Εικ. 4.2.27) παρουσιάζει τις αλλοιώσεις καολινίωση, σερικιτίωση και μετατροπή σε επίδοτο και ζοϊσίτη, ενώ το ορθόκλαστο (Εικ. 4.2.28), που αντιπροσωπεύει τον τύπο του καλιούχο άστριου σε αυτό το πέτρωμα, είναι καολινιωμένο και σερικιτιωμένο. Σε μερικά σημεία τον τομών παρατηρείται και μυρμηκιτικός ιστός. Σε σχέση με τις διδυμίες, το πλαγιόκλαστο παρουσιάζει αλβιτική και Carlsbad, ενώ το ορθόκλαστο Carlsbad.



Εικόνα 4.2.26. Χαλαζίας του HbQzMzD. Πάνω δεξιά διακρίνεται ο μυρμηκιτικός ιστός. (Ναριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Ψηφιακή συλλογή

Εικόνα 4.2.27. Πλαγιόκλαστο του HbQzMzD. Διακρίνονται οι έντονες αλλοιώσεις του. (Ναριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.28. Ορθόκλαστο του HbQzMzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Η συμμετοχή του βιοτίτη (Εικ. 4.2.29) είναι ελάχιστη, αφού λόγω εξαλλοίωσης έδωσε την θέση του στον χλωρίτη (Εικ. 4.2.30). Το επίδοτο (Εικ. 4.2.31) υπάρχει σε πολύ μικρό ποσοστό με την μορφή αλλοτριόμορφων κόκκων, όπως και ο κλινοζοϊσίτης (Εικ. 4.2.32) που είναι προϊόν αλλοίωσης των αστρίων.



Εικόνα 4.2.29. Βιοτίτης του HbQzMzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).



Εικόνα 4.2.30. Χλωρίτης του HbQzMzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.31. Επίδοτο του HbQzMzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).



Εικόνα 4.2.32. Κλινοζοϊσίτης του HbQzMzD. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm).

Τέλος, υπάρχουν σε πολύ μικρό ποσοστό τιτανίτης και απατίτης. Ο τιτανίτης βρίσκεται με την μορφή πολύ μικρών ιδιόμορφων – υπιδιόμορφων ρομβοειδών κόκκων. Ο απατίτης βρίσκεται με την μορφή μικρών ιδιόμορφων – υπιδιόμορφων βελονοειδών κρυστάλλων.

Οι πηγματίτες και των δύο περιοχών (Φλαμουρίου και Νικόκλειας), έχουν πηγματιτικό ιστό και είναι αδρόκοκκα πετρώματα. Γενικά, παρουσιάζουν τα ίδια χαρακτηριστικά χωρίς διαφορές. Ο χαλαζίας τους (Εικ. 4.2.33), σχηματίζει μεγάλους αλλοτριόμορφους κρυστάλλους. Το πλαγιόκλαστο (Εικ. 4.2.34) παρουσιάζει και τις τρείς αλλοιώσεις (σερικιτίωση, σωσσυριτίωση και καολινίωση), καθώς και τις τρείς διδυμίες (αλβιτική, Carlsbad και περικλινική). Ο καλιούχος άστριος (Εικ. 4.2.34) είναι ο μικροκλινής, ο οποίος έχει την χαρακτηριστική μικροκλινική διδυμία, αλλά και την Carlsbad. Είναι καολινιωμένος και σερικιτιωμένος. Ακόμα, σε αρκετά σημεία διακρίνεται η γραφική σύμφυση (Εικ. 4.2.35) που είναι χαρακτηριστική για τους πηγματίτες. Τέλος, οι πηγματίτες περιέχουν μοσχοβίτη (Εικ. 4.2.36). Αυτός έχει χαμηλό ανάγλυφο, που μεταβάλλεται με την στροφή της τράπεζας. Επίσης έχει υψηλά φωτεινά χρώματα πόλωσης και παρουσιάζει μαρμαρυγή.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 4.2.33. Χαλαζίας των πηγματιτών. Διακρίνεται και η έντονη εξαλλοίωση των αστρίων. (N- αριστερά, N+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).



Εικόνα 4.2.34. Πλαγιόκλαστο και μικροκλινής των πηγματιτών. Διακρίνεται και η έντονη εξαλλοίωση των αστρίων, καθώς και οι χαρακτηριστικές διδυμίες τους. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).



Εικόνα 4.2.35. Γραφικός ιστός των πηγματιτών. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).



Εικόνα 4.2.36. Μοσχοβίτης των πηγματιτών. (Ν- αριστερά, Ν+ δεξιά, διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm).


Σε δείγματα από κάθε πετρογραφικό τύπο έγιναν χημικές αναλύσεις με τη χρήση Μικροαναλυτή (SEM – EDS) (Παράρτημα 1), με σκοπό την εύρεση της ακριβούς χημικής σύστασης των ορυκτών.

5.1 ΚΑΛΙΟΥΧΟΙ ΑΣΤΡΙΟΙ

Οι αντιπροσωπευτικές αναλύσεις των καλιούχων αστρίων όλων των πετρογραφικών τύπων δίνονται στον Πιν. 5.1.1. Γενικά, οι καλιούχοι άστριοι συμμετέχουν σε μικρά ποσοστά μέσα στους πλουτωνίτες, με τη μικρότερη συμμετοχή στον πετρογραφικό τύπο HbQzMzD.

Πίνακας 5.1.1. Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής καλιούχων αστρίων όλων των πετρογραφικών τύπων, με βάση τα 8 O, με τον Fe να θεωρείται Fe³⁺ και αντικαθιστά το Al (Deer et al. 1992).

	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Δείγμα	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL50
SiO ₂	64,16	64,41	64,64	63,60	63,22	64,63	64,68	64,18	62,08
Al ₂ O ₃	18,76	18,66	18,54	18,46	19,37	18,95	18,44	18,74	19,13
FeO	0,00	0,08	0,00	0,51	0,09	0,00	0,32	0,00	0,26
MgO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,20	0,41	0,00	0,00	0,23	0,34	0,14	0,00	0,47
Na ₂ O	1,82	0,07	0,00	0,61	0,76	1.03	0,76	0,28	0,20
K ₂ O	13,58	16,46	17,00	15,39	14,71	15,14	15,55	16,20	15,23
BaO	1,25	0,00	0,00	1,55	1,55	0,20	0,43	0,88	2,33
Total	99,78	100,13	100,18	100,12	100,21	100,28	100,30	100,28	99,96
			Αριθμά	ός ιόντων	με βάση	τα 8 Ο			
Si	2,97	2,98	2,99	2,98	2,94	2,97	2,99	2,98	2,93
Al	1,03	1,02	1,01	1,02	1,06	1,03	1,00	1,03	1,06
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Z	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03
Na	0,16	0,01	0,00	0,06	0,07	0,09	0,07	0,03	0,02
K	0,80	0,97	1,00	0,92	0,87	0,89	0,92	0,96	0,92
Ba	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,02	0,04
X	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Or	82,6	97,1	100.0	94,4	90,1	89,2	92,5	97,5	95,8
Ab	16,4	0,6	0,0	5,6	6,8	9,2	6,8	2,5	1,8
An	1,0	2,2	0,0	0,0	3,1	1,7	0,7	0,0	2,4

АПО	BiGrd 10	BiGrd 11	BiGrd 12	HbQzMzD 1
Δείγμα	FL50	FL50	FL50	FL5E
SiO ₂	64,09	64,72	64,56	64,49
Al ₂ O ₃	18,98	18,73	18,80	17,95
FeO	0,00	0,00	0,00	0,32
MgO	0,27	0,11	0,37	0,00
CaO	0,40	0,05	0,08	0,00
Na ₂ O	0,86	1,71	0,98	0,44
K ₂ O	15,00	13,97	14,96	16,06
BaO	0,03	0,83	0,00	0,35
Total	99,63	99,74	99,74	99,61
	Αρ	ιθμός ιόντων με f	βάση τα 8 Ο	
Si	2,96	2,98	2,98	3,00
Al	1,04	1,02	1,02	0,98
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,01
Z	4,00	4,00	4,00	3,99
Mg	0,02	0,01	0,03	0,00
Ca	0,02	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,15	0,09	0,04
K	0,86	0,82	0,88	0,95
Ba	0,00	0,02	0,00	0,01
X	0,00	1,00	1,00	1,00
Or	88,5	83,7	88,3	96,0
Ab	7,7	15,3	8,8	4,0
An	3,8	1,0	2,9	0,0

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ενδεικτικά, στην παρακάτω εικόνα (Εικ. 5.1.1), φαίνονται οι θέσεις των αναλύσεων του δείγματος FL51 του Πιν. 5.1.1 (όπου spectrum 1 = BiGrd 3, spectrum 2 = BiGrd 4, spectrum 3 = BiGrd 5 και spectrum 4 = BiGrd 6), όπως αποτυπώθηκαν από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.



Εικόνα 5.1.1. Αριστερά καλιούχος άστριος με N+ (διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm) από το πολωτικό μικροσκόπιο και δεξιά ο ίδιος καλιούχος άστριος από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

Ο μέσος όρος (Εικ. 5.2.2) των καλιούχων αστρίων σε περιεκτικότητα Or, Ab και An, από όλες τις παραπάνω αναλύσεις είναι:



5.2 ΠΛΑΓΙΟΚΛΑΣΤΑ

Για την εύρεση της χημικής σύστασης των πλαγιοκλάστων έγιναν μικροαναλύσεις σε πλαγιόκλαστα από όλους τους πετρογραφικούς τύπους (Πιν. 5.2.1). Το μεγαλύτερο ποσοστό πλαγιοκλάστων υπάρχει στον πετρογραφικό τύπο του BiGrd ενώ το μικρότερο στον HbQzD.

Πίνακας 5.2.1. Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής πλαγιοκλάστων όλων των πετρογραφικών τύπων, με βάση τα 8 O, με τον Fe να θεωρείται Fe³⁺ και αντικαθιστά το Al (Deer et al. 1992).

	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Δείγμα	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51
SiO ₂	61,37	58,62	59,64	60,65	59,95	62,12	61,43	58,77	59,65
Al_2O_3	24,17	25,91	25,22	24,84	25,73	23,78	23,77	25,53	25,39
FeO	0,27	0,41	0,69	0,00	0,03	0,00	0,56	0,14	0,00
MgO	0,00	0,13	0,00	0,47	0,45	0,02	0,00	0,78	0,17
CaO	6,27	7,56	7,12	5,81	6,55	4,99	5,51	6,22	6,91
Na ₂ O	8,01	7,23	7,65	7,65	7,66	8,69	8,56	7,13	7,50
K ₂ O	0,14	0,00	0,03	0,51	0,00	0,21	0,00	0,18	0,13
BaO	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,20	0,00	0,81	0,00
Total	100,23	99,86	100,35	100,09	100,37	100,01	99,83	99,57	99,75
			Αριθμό	ς ιόντων	με βάση	τα 8 Ο			
Si	2,72	2,62	2,65	2,70	2,66	2,76	2,73	2,64	2,66
Al	1,26	1,37	1,32	1,30	1,34	1,24	1,25	1,35	1,34
Fe ³⁺	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Ζ	3,99	4,01	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,05	0,01
Ca	0,30	0,36	0,34	0,28	0,31	0,24	0,26	0,30	0,33
Na	0,69	0,63	0,66	0,66	0,66	0,75	0,74	0,62	0,65
K	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
X	1.00	1.00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00
Or	0,8	0,0	0,2	3,2	0,0	1,5	0,0	2,5	0,7
Ab	69,2	62,9	65,9	66,0	65,9	74,7	73,8	62,3	65,0
An	30,0	37,1	33,9	30,8	34,1	23,8	26,2	35,3	34,2

	BiGrd 10	BiGrd 11	BiGrd 12	BiGrd 13	BiGrd 14	BiGrd 15	BiGrd 16	BiGrd 17	BiGrd 18
Δείγμα	FL50								
SiO ₂	57,73	55,71	59,11	58,96	58,62	57,77	62,11	64,00	61,91
Al ₂ O ₃	26,82	28,14	25,35	25,67	26,36	26,93	23,81	22,11	23,29
FeO	0,20	0,00	0,64	0,08	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00

N		ή συλλ	ογή	6						
4										
	MgO	0,3	9 0,0	00 0,2	26 0,09	9 0,33	3 0,26	0,40	0,14	0,00
T/	CaO	Fec8,2	0 1 0.	,03 7,3	31 7,02	2 8,03	8,45	4,53	3,67	4,69
A.	Na ₂ O	6,7	0 5,0	68 / 7,1	16 7,33	6,76	6,32	8,65	9,49	8,72
	K ₂ O	0,0	4 0,2	22 0,2	25 0,11	1 0,21	0,46	0,02	0,00	0,02
	BaO	0,0	2 0,1	34 0,0	0,95	5 0,00) 0,00	0,66	0,12	0,90
	Total	100	,11 100),13 100	,15 100,2	21 100,3	30 100,1	9 100,18	3 100,07	99,53
				Αρ	ιθμός ιόντ	ων με βά	ση τα 8 Ο			
	Si	2,5	8 2,	51 2,6	54 2,64	4 2,61	2,58	2,75	2,83	2,75
	Al	1,4	-1 1,4	49 1,3	33 1,30	5 1,38	3 1,42	1,24	1,15	1,23
	Fe ³⁺	0,0	01 0,0	00 0,0	0,00	0,00) 0,00	0,00	0,02	0,00
	2	Z 4,0	00 4,	00 3,9	99 4,00) 3,99	9 4,00	3,99	4,00	3,98
	Mg	0,0	03 0,0	00 0,0	0,01	1 0,02	2 0,02	0,03	0,01	0,00
	Ca	0,3	9 0,4	48 0,3	35 0,34	4 0,38	3 0,41	0,22	0,17	0,23
	Na	0,5	68 0,	50 0,6	62 0,64	4 0,58	3 0,55	0,74	0,81	0,76
	K	0,0	0 0,	01 0,0	0,01	1 0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
	Ba	0,0	0 0,	01 0,0	0,02	2 0,00) 0,00	0,01	0,00	0,02
	Χ	K 1,0	00 1,0	00 1,0	00 1,02	2 1,00	0 1,01	1,00	0,99	1,01
	Or	0,	31,	,9 1,	5 2,3	1,2	2,6	1,3	0,2	1,7
	Ab	57	,9 49	9,7 61	,9 63,5	5 58,3	3 55,0	74,5	81,4	75,8
_	An	41	,8 48	<u>3,4 36</u>	,6 34,2	2 40,5	5 42,4	24,2	18,4	22,5

0

	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Δείγμα	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51
SiO ₂	60,89	57,63	60,98	58,64	61,23	58,31	59,32	59,58	61,11
Al ₂ O ₃	24,18	26,57	24,41	26,13	24,20	26,22	25,12	25,84	24,38
FeO	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00
MgO	0,04	0,45	0,06	0,35	0,00	0,24	0,22	0,15	0,00
CaO	5,62	7,76	5,73	7,25	6,02	7,74	6,55	7,08	5,79
Na ₂ O	8,03	6,49	8,16	7,20	8,10	6,95	7,32	7,40	8,20
K ₂ O	0,41	0,31	0,19	0,00	0,16	0,00	0,32	0,30	0,25
BaO	0,31	0,47	0,00	0,04	0,00	0,50	0,66	0,00	0,00
Total	99,47	99,79	99,53	99,62	99,71	100,19	99,52	100,34	99,73
			Αριθμό	ς ιόντων	με βάση	τα 8 Ο			
Si	2,73	2,59	2,72	2,62	2,73	2,61	2,67	2,65	2,72
Al	1,28	1,41	1,28	1,38	1,27	1,38	1,33	1,35	1,28
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Z	4,01	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00
Ca	0,27	0,37	0,27	0,35	0,29	0,37	0,32	0,34	0,28
Na	0,70	0,57	0,71	0,63	0,70	0,60	0,64	0,64	0,71
K	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01
Ba	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
X	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01	1,00
Or	2,9	2,6	1,1	0,1	0,9	0,9	3,0	1,7	1,4
Ab	69,9	56,8	70,9	62,7	70,2	60,3	63,9	63,7	70,9
An	27,3	40,6	28,0	37,2	28,8	38,8	33,1	34,6	27,7

- 88

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- A F	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd
A	28	29	2 30	31	32	33	34	35	36
Δείγμα	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL50	FL50
SiO ₂	61,08	58,24	60,45	58,81	59,13	58,95	58,20	63,22	62,45
Al ₂ O ₃	24,62	26,47	24,82	25,87	25,41	25,81	25,80	22,81	23,98
FeO	0,00	0,03	0,28	0,05	0,29	0,00	0,87	0,00	0,00
MgO	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41
CaO	5,88	8,14	6,49	7,64	7,28	7,54	7,92	4,11	4,49
Na ₂ O	8,21	6,98	7,76	7,02	7,12	7,06	7,04	9,12	8,92
K ₂ O	0,07	0,00	0,33	0,43	0,53	0,39	0,00	0,33	0,01
BaO	0,41	0,15	0,00	0,00	0,41	0,00	0,34	0,00	0,00
Total	100,27	100,07	100,13	99,82	100,17	99,76	100,18	99,60	100,27
			Αριθμό	ς ιόντων	με βάση	τα 8 Ο			
Si	2,71	2,60	2,69	2,63	2,65	2,64	2,61	2,81	2,76
Al	1,29	1,40	1,30	1,37	1,34	1,36	1,36	1,19	1,25
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
Z	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Ca	0,28	0,39	0,31	0,37	0,35	0,36	0,38	0,20	0,21
Na	0,71	0,61	0,67	0,61	0,69	0,61	0,61	0,79	0,76
K	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
X	1,00	1,00	1,00	1,00	1,08	0,99	1,00	1,01	1,00
Or	1,1	0,3	1,9	2,4	3,7	2,3	0,6	1,9	0,1
Ab	70,8	60,4	67,1	60,9	61,5	61,5	61,3	78,5	76,1
An	28,1	39,3	31,0	36,7	34,7	36,3	38,1	19,6	23,9

Πίνακας 5.2.1. Συνέχεια.

	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd
	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Δείγμα	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50
SiO ₂	59,34	57,55	56,72	56,15	54,17	61,08	62,49	55,66	58,23
Al ₂ O ₃	25,15	26,93	27,19	27,08	28,93	24,46	23,61	28,13	26,42
FeO	0,52	0,08	0,05	0,57	0,30	0,00	0,00	0,20	0,18
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	0,00	0,04	0,30	0,11
CaO	7,04	8,82	9,10	9,61	10,13	5,82	4,84	9,63	8,25
Na ₂ O	7,59	6,50	6,07	6,01	5,22	8,38	8,69	5,76	6,75
K ₂ O	0,00	0,18	0,53	0,20	0,03	0,02	0,30	0,12	0,29
BaO	0,00	0,29	0,00	0,00	0,81	0,00	0,31	0,37	0,00
Total	99,65	100,34	99,66	99,62	100,11	99,76	100,28	100,17	100,23
			Αριθμό	ς ιόντων	με βάση	τα 8 Ο			
Si	2,66	2,58	2,56	2,536	2,45	2,72	2,77	2,50	2,60
Al	1,33	1,42	1,44	1,441	1,54	1,28	1,23	1,49	1,39
Fe ³⁺	0,02	0,00	0,00	0,021	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Ζ	4,01	4,00	4,00	3,999	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,000	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01
Ca	0,34	0,42	0,44	0,465	0,49	0,28	0,23	0,46	0,40
Na	0,66	0,56	0,53	0,526	0,46	0,72	0,75	0,50	0,58
K	0,00	0,01	0,03	0,012	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02
Ba	0,00	0,01	0,00	0,000	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
X	1,00	1,00	1,00	1,002	1,00	1,00	1,01	1,00	1,01

βιβλ	κή συλλογή .ιοθήκη Ο Α Σ Τ	05"							
Or	0,0	1,5	3,1	1,1	1,6	0,1	2,2	1,4	1,7
TuAbia	Fee66,1vi	a 56,3	53,0	52,5	45,8	72,2	74,5	50,2	58,3
An	33,9	42,2	43,9	46,4	52,6	27,7	23,3	48,4	40,1
OV Freed Into a		~							

	HbQzMz	HbQzMz	HbQzMz	HbQzMz	HbQzMz	HbQzMzD
	D 1	D 2	D 3	D 4	D 5	6
Δείγμα	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E
SiO ₂	56,77	59,75	59,85	59,45	52,82	56,82
Al ₂ O ₃	27,33	25,70	25,49	25,53	27,41	27,08
FeO	0,00	0,00	0,16	0,17	2,83	0,00
MgO	0,22	0,25	0,04	0,33	0,00	0,18
CaO	8,59	7,09	6,68	7,14	11,88	8,70
Na ₂ O	6,40	7,50	7,71	7,36	4,47	6,26
K ₂ O	0,07	0,00	0,33	0,06	0,31	0,24
BaO	0,66	0,00	0,00	0,00	0,31	0,29
Total	100,03	100,30	100,25	100,05	100,03	99,57
		Αριθμό	ς ιόντων με β	άση τα 8 Ο		
Si	2,55	2,65	2,66	2,65	2,41	2,56
Al	1,45	1,35	1,34	1,34	1,48	1,44
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,01	0,01	0,11	0,00
Ζ	4,00	4,00	4,01	4,00	4,00	4,00
Mg	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01
Ca	0,41	0,34	0,32	0,34	0,58	0,42
Na	0,56	0,65	0,67	0,64	0,40	0,55
K	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
X	1,00	1,01	1,01	1,00	1,01	1,00
Or	1,5	0,0	1,9	0,4	2,4	1,9
Ab	55,7	64,6	66,2	63,4	39,5	54,8
An	42,7	35,4	31,9	36,2	58,1	43,3

Πίνακας	5.2.1.	Συνέχεια.
---------	--------	-----------

	HbQzMz	HbQzMz	HbQzMz	HbQzMz	HbQzMz	HbQzMzD
	D 7	D 8	D 9	D 10	D 11	12
Δείγμα	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E
SiO ₂	57,87	58,45	58,46	60,45	59,69	60,86
Al ₂ O ₃	26,28	25,72	25,27	25,03	24,77	24,30
FeO	0,30	0,00	0,81	0,09	0,27	0,15
MgO	0,00	0,11	0,00	0,04	0,00	0,22
CaO	8,08	7,21	7,26	6,47	6,53	5,76
Na ₂ O	6,83	6,86	7,26	7,74	7,83	7,94
K ₂ O	0,28	0,48	0,00	0,35	0,00	0,41
BaO	0,00	0,95	0,68	0,00	0,50	0,00
Total	99,65	99,78	99,75	100,17	99,58	99,64
		Αριθμό	ς ιόντων με β	άση τα 8 Ο		
Si	2,60	2,63	2,63	2,69	2,68	2,72
Al	1,39	1,37	1,34	1,31	1,31	1,28
Fe ³⁺	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01
Ζ	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02

Ψηφιακ Βιβλι	ή συλλογή Ι Οθήκη	8				
"OEQªP	ΑΣ _{0,39} ΟΣ	2 ¹⁰ 0,35	0,35	0,31	0,31	0,28
TUNAIO	Γεωλ 0,60τς	0,60	0,63	0,67	0,68	0,69
K 🛕	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02
Ba	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
	X 1,01	1,01	0,99	1,00	1,00	1,01
Or	1,6	4,5	1,2	2,0	0,9	2,3
Ab	59,5	60,0	63,6	66,9	67,9	68,7
An	38,9	35,5	35,2	31,1	31,3	29,0

	HbQzD	HbQzD	HbQzD	HbQzD	HbQzD	HbQzD
	1	2	3	4	5	6
Δείγμα	NIK1	NIK1	NIK1	NIK1	NIK1	NIK1
SiO ₂	67,67	64,99	67,40	66,18	68,34	68,25
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	19,78	22,27	20,27	20,35	19,75	19,69
FeO	0,28	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,98	3,14	1,24	1,24	0,31	0,44
Na ₂ O	11,12	9,99	10,94	9,54	11,44	11,32
K ₂ O	0,09	0,00	0,20	2,22	0,23	0,39
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,91	100,40	100,04	99,82	100,07	100,09
		Αριθμό	ς ιόντων με β	άση τα 8 Ο		
Si	2,97	2,85	2,95	2,93	2,98	2,98
Al	1,02	1,15	1,05	1,06	1,02	1,01
Fe ³⁺	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ζ	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,15	0,06	0,06	0,01	0,02
Na	0,95	0,85	0,93	0,82	0,97	0,96
K	0,00	0,00	0,01	0,13	0,01	0,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Or	0,5	0,0	1,1	12,5	1,3	2,2
Ab	94,9	85,2	93,1	81,7	97,3	95,8
An	4,6	14,8	5,8	5,9	1,5	2,1

	HbQzD 7	HbQzD 8	HbQzD 9	HbQzD 10	HbQzD 11	HbQzD 12
Δείγμα	NIK3	NIK3	NIK3	NIK3	NIK3	NIK3
SiO ₂	57,23	55,71	57,17	57,15	56,53	57,32
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	27,23	27,97	27,26	27,39	27,52	27,20
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00
CaO	9,24	10,40	8,69	9,24	9,31	8,92

9 Entr	Ψηφιο	κή συ	λλογή	0				
N/man	Βιβ /	100	ήκη					
-	ha	DAS	TO					
HEGE	Na ₂ O	PA.	6 34	5 59	6 75	6 31	6 36	6 57
1 YEAR	K ₂ O	Γεω	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
N3Varal	BaO		0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00
ON series	Total	1150	100,18	99,96	99,87	100,23	99,87	100,01
			,	Αριθμό	ς ιόντων με β	άση τα 8 Ο	,	,
	Si		2,56	2,51	2,56	2,56	2,54	2,57
	Al		1,44	1,49	1,44	1,44	1,46	1,44
	Fe ³⁺		0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
	Ti		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		Ζ	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
	Mg		0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
	Ca		0,44	0,50	0,42	0,44	0,45	0,43
	Na		0,55	0,49	0,59	0,55	0,55	0,57
	K		0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ba		0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
		X	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	Or		0,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
	Ab		54,9	49,1	58,4	54,8	55,3	57,1
	An		44,2	50,4	41,6	45,2	44,7	42,9

	HbQzD	HbQzD	HbQzD	HbQzD	HbQzD	HbQzD
	7	8	9	10	11	12
Δείγμα	NIK3	NIK3	NIK3	NIK3	NIK3	NIK3
SiO ₂	59,47	55,86	57,06	57,34	56,11	56,94
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,65	27,91	27,33	27,07	28,05	27,19
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	7,41	10,26	9,14	9,22	9,99	9,31
Na ₂ O	7,33	5,61	6,44	6,35	5,91	6,38
K ₂ O	0,22	0,18	0,00	0,12	0,07	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,08	99,83	99,97	100,11	100,14	99,82
		Αριθμό	ς ιόντων με β	άση τα 8 Ο		
Si	2,65	2,52	2,56	2,57	2,52	2,56
Al	1,35	1,48	1,44	1,43	1,48	1,44
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ζ	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,35	0,50	0,44	0,44	0,48	0,45
Na	0,63	0,49	0,56	0,55	0,51	0,56
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Or	1,3	1,0	0,0	0,7	0,4	0,0
Ab	63,3	49,2	56,0	55,1	51,5	55,4
An	35,4	49,7	44,0	44,2	48,1	44,6

Παρακάτω παρατίθενται ενδεικτικές φωτογραφίες (Εικ. 5.2.1) από τις θέσεις των αναλύσεων του δείγματος FL5E (όπου spectrum 1 = HbQzMzD 1, spectrum 2 = HbQzMzD 2, spectrum 3 = HbQzMzD 3, spectrum 4 = HbQzMzD 4 και spectrum 5 = HbQzMzD 5).



Εικόνα 5.2.1. Αριστερά πλαγιόκλαστο με N+ (διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm) από το πολωτικό μικροσκόπιο και δεξιά το ίδιο πλαγιόκλαστο από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

Ο μέσος όρος της περιεκτικότητας (Εικ. 5.2.2) των πλαγιοκλάστων σε Ab, An και Or από όλες τις χημικές τους αναλύσεις, για κάθε πετρογραφικό τύπο είναι:

Για τον πετρογραφικό τύπο BiGrd: Or1Ab65An34

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για τον πετρογραφικό τύπο HbQzMzD: Or2Ab62An36

Για τον πετρογραφικό τύπο HbQzD: Or1Ab73An26



Εικόνα 5.2.2. Προβολή των συστάσεων των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων σε τριγωνικό διάγραμμα Or-Ab-An. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



Πίνακας 5.3.1. Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής βιοτιτών, υπολογισμός ιόντων με βάση τα 22 Ο.

	BiGr	BiGr	BiGr	BiGr	BiGr	BiGr	BiGr	BiGr	BiGr
	d 1	d 2	d 3	d 4	d 5	d 6	d 7	d 8	d 9
Δείγμα	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50
SiO ₂	40,45	37,46	39,03	38,95	39,69	39,85	39,17	40,65	38,09
TiO ₂	2,73	2,45	2,18	2,23	2,74	2,06	1,75	2,39	2,37
Al_2O_3	15,70	16,08	15,73	14,87	15,30	15,04	15,68	15,10	15,91
FeO	14,15	16,98	15,78	16,59	14,27	14,15	15,84	14,74	16,59
MnO	0,17	0,68	0,19	0,00	0,00	0,37	0,31	0,00	0,41
MgO	12,75	12,41	12,86	13,04	13,53	14,71	13,03	13,32	13,53
CaO	0,00	0,00	0,00	0,43	0,55	0,00	0,00	0,39	0,52
Na ₂ O	0,00	0,00	0,18	0,83	0,19	0,62	0,00	0,44	0,00
K ₂ O	9,55	10,20	10,18	8,81	8,97	8,81	9,83	9,30	8,91
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,59	0,00	0,00
Total	95,49	96,27	96,12	95,74	95,71	95,60	96,19	96,32	96,33
		A	Αριθμός ι	ιόντων με	ε βάση τ	α 22 Ο			
Si	5,94	5,61	5,79	5,80	5,84	5,86	5,81	5,94	5,64
Al ^{iv}	2,06	2,39	2,21	2,20	2,16	2,14	2,19	2,06	2,36
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{vi}	0,66	0,45	0,54	0,41	0,49	0,46	0,55	0,54	0,42
Ti	0,30	0,28	0,24	0,25	0,30	0,23	0,20	0,26	0,26
Fe ²⁺	1,74	2,13	1,96	2,07	1,76	1,74	1,96	1,80	2,06
Mn	0,02	0,09	0,02	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,05
Mg	2,79	2,77	2,84	2,89	2,97	3,22	2,88	2,90	2,99
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00
Y	5,51	5,72	5,60	5,62	5,58	5,70	5,70	5,50	5,78
Ca	0,00	0,00	0,00	0,07	0,09	0,00	0,00	0,06	0,08
Na	0,00	0,00	0,05	0,24	0,05	0,18	0,00	0,12	0,00
K	1,79	1,95	1,93	1,67	1,68	1,65	1,86	1,73	1,68
X	1,79	1,95	1,98	1,98	1,82	1,83	1,86	1,90	1,76
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0,62	0,57	0,59	0,58	0,63	0,65	0,60	0,62	0,59

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

	HbQz MzD							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Δείγμα	FL5E							
SiO ₂	37,95	40,55	37,32	39,96	39,65	39,41	40,54	39,38
TiO ₂	1,55	1,77	1,45	2,90	2,51	2,98	1,94	0,88
Al ₂ O ₃	16,74	14,49	19,43	14,92	16,01	16,11	15,66	17,53
FeO	15,26	16,08	16,30	15,19	15,71	14,79	15,10	15,71

	Ψηφιαι	cή σ	υλλονή	10						
N/ -un	Βιβλ	10	Эпкп							
AL-				050						
OE	MnO	A	0.86	0.00	0.00	0.49	0.00	0.43	0.00	0.00
Y CAR	MgO	Γε	13.11	c13.65	12.08	11.38	12.26	13.44	12.52	13.48
1343	CaO	-	0.60	0.57	0.00	0.41	0.00	0.00	0.81	0.00
A street,	Na ₂ O		0,45	0,33	1,28	0,95	0,92	0,00	0,00	0,00
	K ₂ O		9,34	8,93	7,87	8,70	8,65	9,11	9,44	8,04
	NiO		0,00	0,00	0,00	0,66	0,00	0,00	0,00	0,72
	Total		95,84	96,37	95,72	95,56	95,71	96,28	96,01	95,75
				А	ριθμός ιό	οντων με βο	άση τα 22	0		
	Si		5,65	5,96	5,51	5,93	5,85	5,77	5,95	5,78
	Al ^{iv}		2,35	2,05	2,49	2,07	2,15	2,23	2,05	2,23
		Ζ	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,01
	Al ^{vi}		0,58	0,46	0,89	0,54	0,63	0,54	0,66	0,81
	Ti		0,17	0,20	0,16	0,32	0,28	0,33	0,21	0,10
	Fe ²⁺		1,90	1,98	2,01	1,89	1,94	1,81	1,85	1,93
	Mn		0,11	0,00	0,00	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00
	Mg		2,91	2,99	2,66	2,52	2,70	2,93	2,74	2,95
	Ni		0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,09
		Y	5,67	5,63	5,72	5,41	5,55	5,66	5,46	5,88
	Ca		0,10	0,09	0,00	0,07	0,00	0,00	0,13	0,00
	Na		0,13	0,09	0,37	0,27	0,26	0,00	0,00	0,00
	K		1,77	1,67	1,48	1,65	1,63	1,70	1,77	1,50
		X	2.00	1,86	1,85	1,99	1,89	1,70	1,90	1,50
	$\frac{Mg}{(N + Fe^2)}$	/lg +)	0,61	0,60	0,57	0,57	0,58	0,62	0,60	0,61

Η σύσταση του βιοτίτη παραμένει σχετικά σταθερή. Αυτό φαίνεται και από την προβολή όλων των συστάσεων του βιοτίτη στο διάγραμμα βιοτίτη – φλογοπίτη (Εικ. 5.3.1).



Από το παραπάνω διάγραμμα γίνεται φανερό ότι η σύσταση του βιοτίτη δεν παρουσιάζει μεγάλη διασπορά και καμιά ανάλυση του δεν εντάσσεται στο πεδίο του φλογοπίτη. Ο λόγος Fe / (Fe + Mg) κυμαίνεται από 0,35 έως και 0,43 ενώ το ολικό Al (Al_t) από 2,5 έως και 3,4.

Παρακάτω παρατίθενται ενδεικτικές εικόνες (Εικ. 5.4.2) του βιοτίτη από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο και από θέσεις που έγιναν οι αναλύσεις του (όπου spectrum





Εικόνα 5.3.2. Αριστερά βιοτίτης με N+ (διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm) από το πολωτικό μικροσκόπιο και δεξιά ο ίδιος βιοτίτης από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

Aπό την προβολή (Εικ. 5.3.3) των συστάσεων των βιοτιτών στο τρίγωνο R^{3+} - Mg – Fe²⁺ (+ Mn²⁺⁾της Foster (1960) (όπου $R^{3+} = Al^{vi} + Ti^{4+} + Fe^{3+}$), προκύπτει ότι όλοι οι βιοτίτες προβάλλονται στο πεδίο Mg – Bi, δηλαδή είναι μαγνησιούχοι.



Εικόνα 5.3.3. Προβολή των συστάσεων των βιοτιτών στο τριγωνικό διάγραμμα της Foster (1960), όπου Φ: φλογοπίτης, Σ: σιδηροφυλλίτης και Λ: λεπιδομέλας. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1. Ο Abdel – Rahman (1994) και οι Nachit et al. (1985) συσχέτισαν την σύσταση των βιοτιτών με την σύσταση του μάγματος από το οποίο αυτοί προέρχονται. Στα παρακάτω διαγράμματα (Εικ. 5.3.4 και Εικ. 5.3.5) φαίνεται ότι οι βιοτίτες προέρχονται από ένα ασβεσταλκαλικό μάγμα αφού η πλειοψηφία των συστάσεων, προβάλλεται στο ασβεσταλκαλικό πεδίο.



Εικόνα 5.3.4. Προβολή των συστάσεων των βιοτιτών στα διαγράμματα του Abdel-Rahman (1994), όπου Ρ: υπερ-αργιλικά πετρώματα, Α: αλκαλικά πετρώματα και C: ασβεσταλκαλικά πετρώματα. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



Εικόνα 5.3.5. Προβολή των συστάσεων των βιοτιτών στο διάγραμμα των Nachit et al. (1985), όπου Ρ: υπερ-αργιλικά πετρώματα, C: ασβεσταλκαλικά πετρώματα, SA: υποαλκαλικά πετρώματα και Α-ΡΑ: αλκαλικά υπερ-αλκαλικά πετρώματα.

5.4 ΑΜΦΙΒΟΛΟΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η αμφίβολος εμφανίζεται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Στον BiGrd υπάρχει σε αρκετά μικρό ποσοστό, ενώ στον HbQzD υπάρχει σε πολύ μεγαλύτερο. Στον HbQzMzD υπάρχει σε αρκετά μεγαλύτερο ποσοστό από τον BiGrd αλλά σε μικρότερο από τον HbQzD. Στον παρακάτω πίνακα (Πιν. 5.4.1) παρατίθενται οι

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

) TD

χημικές αναλύσεις των αμφιβόλων όλων των πετρογραφικών τύπων. Ο υπολογισμός του χημικού τους τύπου έγινε με βάση τα 23 Ο, ο FeO υπολογίζεται από τις μικροαναλύσεις ως ολικός δισθενής και στις μικροαναλύσεις βασίζεται και η ταξινόμηση τους (Leake 1978, Rock & Leake 1984, Mogessie 1990).

Πίνακας 5.4.1. Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής των αμφιβόλων όλων των πετρογραφικών τύπων, καθώς και η ονομασία τους.

	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Δείγμα	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50
SiO ₂	46,73	47,77	47,11	46,91	47,46	46,62	49,02	48,15	49,52
TiO ₂	0,00	0,73	0,36	1,58	0,00	1,16	1,19	1,35	0,00
Al_2O_3	10,88	9,57	9,74	9,30	10,79	8,11	8,99	9,20	8,30
FeO	17,24	13,67	15,21	16,68	14,17	13,97	14,01	14,60	13,36
MnO	0,40	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57	0,65
MgO	8,54	9,69	11,84	9,01	11,25	11,92	10,57	11,02	12,06
CaO	11,97	12,78	11,28	11,83	11,67	13,49	11,16	10,96	11,69
Na ₂ O	1,39	1,08	0,81	1,31	1,24	1,27	1,67	1,50	0,97
K ₂ O	1,01	1,52	1,19	1,10	1,34	1,30	0,91	0,94	1,10
Cr_2O_3	0,00	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
			Αριθμός	ς ιόντων	με βάση τ	τα 23 Ο			
Si	6,93	7,02	6,86	6,98	6,95	6,91	7,14	7,02	7,23
Al ^{iv}	1,07	0,98	1,14	1,02	1,06	1,10	0,86	0,98	0,77
Al ^{vi}	0,84	0,68	0,54	0,61	0,81	0,32	0,68	0,60	0,66
Ti	0,00	0,08	0,04	0,18	0,00	0,13	0,13	0,15	0,00
Cr	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Fe ²⁺	2,14	1,68	1,30	2,08	1,73	1,73	1,71	1,73	1,63
Mn	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08
Mg	1,89	2,12	2,57	2,00	2,45	2,63	2,30	2,40	2,62
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,90	2,01	1,76	1,88	1,83	2,14	1,74	1,71	1,83
Na	0,40	0,31	0,23	0,38	0,35	0,36	0,47	0,42	0,28
K	0,19	0,29	0,22	0,21	0,25	0,25	0,17	0,18	0,20
Ονομα-	Κερο-	Εδεν-	Κερο-	Κερο-	Κερο-	Εδεν-	Κερο-	Κερο-	Κερο-
σία	στίλβη	ίτης	στίλβη	στίλβη	στίλβη	ίτης	στίλβη	στίλβη	στίλβη

	BiGrd	BiGrd	BiGrd	HbQzMzD	HbQzMzD	HbQzMzD	HbQzMzD
	10	11	12	1	2	3	4
Δείγμα	FL50	FL50	FL50	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E
SiO ₂	49,58	46,86	49,06	52,88	45,85	49,63	47,72
TiO ₂	1,23	0,92	1,09	0,00	0,00	0,70	2,02
Al ₂ O ₃	8,87	9,39	9,50	6,30	9,91	10,54	8,93
FeO	15,72	14,42	13,21	11,88	14,00	13,84	12,17
MnO	0,00	0,91	0,00	0,00	0,71	0,00	0,60
MgO	9,62	11,82	10,68	13,52	13,71	10,42	10,86
CaO	11,14	10,58	12,13	12,08	10,57	10,73	13,00

No and	Ψηφιακή Βιβλι	συλλογή οθήκη		2				
U OE	Na ₂ O	1,21	1,07	1,35 0.79	0,78 0.57	1,21 0.33	1,23 0.63	0,68 1.67
8	Cr ₂ O ₃ NiO	0,00 0,00	0,00 0,00	6 0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00
				Αριθμό	ς ιόντων με β	άση τα 23 Ο		
	Si	7,23	6,84	7,13	7,55	6,60	7,17	7,00
	Al ^{iv}	0,77	1,16	0,87	0,45	1,40	0,83	1,00
	Al ^{vi}	0,75	0,45	0,75	0,61	0,29	0,97	0,54
	Ti	0,13	0,10	0,12	0,00	0,00	0,08	0,22
	Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Fe ³⁺	0,00	0,60	0,00	0,00	1,45	0,00	0,00
	Fe ²⁺	1,92	1,16	1,60	1,42	0,23	1,67	1,49
	Mn	0,00	0,11	0,00	0,00	0,09	0,00	0,08
	Mg	2,09	2,57	2,31	2,88	2,94	2,25	2,38
	Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ca	1,74	1,65	1,89	1,85	1,63	1,66	2,04
	Na	0,34	0,30	0,38	0,22	0,34	0,34	0,19
	K	0,14	0,29	0,15	0,11	0,06	0,12	0,31
	Ονομα- σία	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Ακτινό- λιθος	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Εδενίτης

	HbQz	HbQzM	HbQzM	HbQzM	HbQzM	HbQzM	HbQzM
	MzD	zD	zD	zD	zD	zD	zD
	5	6	7	8	9	10	11
Δείγμα	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E
SiO ₂	48,38	47,16	47,55	49,08	47,80	48,59	52,43
TiO ₂	1,20	0,63	0,00	0,30	0,30	0,94	0,28
Al ₂ O ₃	10,29	8,33	10,02	9,79	10,25	9,71	8,45
FeO	12,29	11,45	11,68	13,16	12,10	12,08	10,02
MnO	1,04	0,00	0,78	0,50	0,75	0,90	0,50
MgO	10,06	14,85	12,56	10,69	12,18	11,11	12,34
CaO	11,96	13,82	12,77	11,26	11,41	11,57	12,98
Na ₂ O	0,80	1,43	1,11	1,80	1,03	1,58	0,44
K ₂ O	0,93	0,29	1,08	1,08	0,94	1,15	0,24
Cr_2O_3	1,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	0,00
		Αρι	ιθμός ιόντω	ν με βάση τ	α 23 Ο		
Si	7,02	6,86	6,95	7,15	6,93	7,08	7,45
Al ^{iv}	0,98	1,14	1,05	0,85	1,07	0,92	0,55
Al ^{vi}	0,78	0,29	0,67	0,84	0,69	0,75	0,86
Ti	0,13	0,07	0,00	0,03	0,03	0,10	0,03
Cr	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,49	1,39	1,43	1,61	1,16	1,47	1,19
Mn	0,13	0,00	0,10	0,06	0,09	0,11	0,06
Mg	2,18	3,22	2,74	2,32	2,63	2,41	2,61
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Ca	1,86	2,15	2,00	1,76	1,77	1,81	1,98

8	Ονομα- σία	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Εδενίτης	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη
PLOT	κμα Γε	ω)0,17ίας	0,05	0,20	0,20	0,17	0,21	0,04
"OE	Q T Na P A	0,23	Σ <mark></mark>	0,31	0,51	0,29	0,45	0,12
2 Date	Ψηφιακή α Βιβλιο	ουλλογή Αήκη	2					

	HbQz	HbQzM	HbQzM	HbQzM	ԱԻՕշD	ԱԻՕշD	ԱԻՕշD				
	MzD	zD	zD	zD	продр						
	12	13	14	15	1	2	3				
Δείγμα	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	NIK1	NIK3	NIK3				
SiO ₂	46,48	47,79	48,83	50,44	46,50	47,22	50,07				
TiO ₂	0,57	0,00	0,76	0,48	0,24	0,40	0,41				
Al ₂ O ₃	8,85	10,83	10,68	6,96	14,39	12,67	9,33				
FeO	14,03	14,55	10,40	10,54	12,31	12,33	9,39				
MnO	0,58	0,00	0,00	1,03	0,00	0,31	0,25				
MgO	13,27	11,33	12,93	13,71	11,48	10,94	13,68				
CaO	11,95	11,75	11,61	12,23	12,11	10,97	11,53				
Na ₂ O	0,54	0,38	0,11	0,71	0,00	1,65	1,12				
K ₂ O	0,82	1,28	1,13	0,40	0,13	0,49	0,16				
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,17	0,00				
NiO	0,00	0,00	0,00	1,34	0,00	0,44	0,37				
Αριθμός ιόντων με βάση τα 23 Ο											
Si	6,76	6,93	7,00	7,27	6,64	6,84	7,04				
Al ^{iv}	1,24	1,07	1,00	0,73	1,36	1,16	0,96				
Al ^{vi}	0,28	0,78	0,80	0,45	1,06	1,01	0,58				
Ti	0,06	0,00	0,08	0,05	0,03	0,04	0,04				
Cr	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,05	0,04				
Fe ³⁺	0,80	0,29	0,13	0,13	0,52	0,05	1,10				
Fe ²⁺	0,91	1,48	1,12	1,14	0,95	1,45	0,00				
Mn	0,07	0,00	0,00	0,13	0,00	0,04	0,03				
Mg	2,88	2,45	2,76	2,95	2,44	2,36	2,87				
Ni	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00				
Ca	1,86	1,83	1,78	1,89	1,85	1,70	1,74				
Na	0,15	0,11	0,03	0,20	0,00	0,46	0,31				
K	0,15	0,24	0,21	0,07	0,02	0,09	0,03				
Ονομα-	Κερο-										
σία	στίλβη										

	HbQzD						
	4	5	6	4	8	9	10
Δείγμα	NIK3						
SiO ₂	49,68	48,97	50,23	49,64	51,10	49,50	49,78
TiO ₂	0,53	0,99	0,52	0,39	0,31	0,42	0,29
Al ₂ O ₃	11,80	11,09	10,28	10,46	9,63	9,95	9,83
FeO	9,75	10,04	9,49	10,30	9,70	10,13	10,23
MnO	0,30	0,30	0,20	0,30	0,32	0,31	0,30
MgO	12,08	12,87	13,31	13,51	13,81	13,58	13,63
CaO	10,84	11,20	11,29	11,09	10,96	10,98	11,54

	Na ₂ O K ₂ O Cr ₂ O ₃	0,90 1,03 0,20	1,30 0,29 0,00	1,25 0,17 0,00	1,14 0,20 0,17	1,16 0,20 0,00	1,07 0,26 0,11	1,24 0,25 0,06
ON FRANK	NiO	0,00	0,00	0,19 Auác láv z evy	0,00 us Bágn to	0,00	0,00	0,00
	Si	6.03	6 85	7 00	με μαση το 6 92	7 09	6.96	6.96
	Al ^{iv}	1,07	1,15	1,00	1,08	0,91	1,04	1,04
	Al ^{vi}	0,87	0,67	0,69	0,64	0,67	0,61	0,57
	Ti	0,06	0,10	0,06	0,04	0,03	0,04	0,03
	Cr	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
	Fe ³⁺	1,14	1,17	1,11	1,20	1,13	1,19	1,20
	Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Mn	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04
	Mg	2,51	2,68	2,77	2,81	2,86	2,85	2,84
	Ni	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ca	1,62	1,68	1,69	1,66	1,63	1,65	1,73
	Na	0,24	0,35	0,34	0,31	0,31	0,29	0,34
	K	0,18	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05
	Ονομα σία	ι- Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη	Κερο- στίλβη

Σύμφωνα με την παραπάνω ταξινόμηση, όλες οι αμφίβολοι ανήκουν στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων. Από το διάγραμμα των Leake et al. (1997, 2003) για τις ασβεσταμφιβόλους (Σχ. 5.4.1 και Σχ. 5.4.2), γίνεται φανερό ότι όλες οι αμφίβολοι προβάλλονται στο πεδίο της μαγνησιοκεροστίλβης. Δύο βρίσκονται στο πεδίο της σιδηροκεροστίλβης, τέσσερις στου εδενίτη και μια χαρακτηρίζεται ως ακτινόλιθος.



Σχήμα 5.4.1. Προβολή των χημικών αναλύσεων των αμφιβόλων όλων των πετρογραφικών τύπων στο διάγραμμα ταξινόμησης των Leake et al. (1997, 2003). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



Σχήμα 5.4.2. Προβολή των χημικών αναλύσεων των αμφιβόλων όλων των πετρογραφικών τύπων στο διάγραμμα ταξινόμησης των Leake et al. (1997, 2003). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Παρακάτω παρατίθενται ενδεικτικές εικόνες (Eικ. 5.4.2), του δείγματος FL5E, από τις θέσεις των αναλύσεων της αμφιβόλου (όπου spectrum 1 = HbQzMzD 1, spectrum 2 = HbQzMzD 2, spectrum 3 = HbQzMzD 3, spectrum 4 = HbQzMzD 4 και spectrum 5 = HbQzMzD 5).



Εικόνα 5.4.2. Αριστερά κεροστίλβη με N+ (διάσταση κάθετης πλευράς = 2mm) από το πολωτικό μικροσκόπιο και δεξιά η ίδια κεροστίλβη από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

5.5 ΕΠΙΔΟΤΟ - ΚΛΙΝΟΖΟΪΣΙΤΗΣ

Το επίδοτο και ο κλινοζοϊσίτης υπάρχουν σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους και η παρουσία τους οφείλεται είτε σε εξαλλοιώσεις οπότε η προέλευση τους είναι δευτερογενής, είτε είναι μαγματική. Η διάκριση αυτών των 2 τύπων γίνεται κυρίως με μορφολογικά χαρακτηριστικά, δηλαδή οι ιδιόμορφοι κρύσταλλοι με πλήρως ανεπτυγμένες τις έδρες τους έχουν μαγματική προέλευση, αλλά και με το ποσοστό Ps, που είναι η αναλογία $X_{Fe} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$. Ανάλογα με τον ερευνητή το ποσοστό Ps για να χαρακτηριστεί κάποιο επίδοτο μαγματικό ποικίλλει, δηλαδή 23 – 27 % (Zen & Hammarstrom 1984), 27 – 29 % (Brandon et al. 1996), 22,95 – 28,82 (Farrow & Barr 1992) και 20 – 30 % (Roberts & Clemens 1994).

Στους Πιν. 5.5.1 και Πιν. 5.5.2 παρατίθενται οι στοιχειομετρικές αναλύσεις των επιδότων και των κλινοζοϊσιτών όλων των πετρογραφικών τύπων καθώς και το ποσοστό Ps.

		BiGrd									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Δείγμα	X	FL51									
SiO ₂		38,83	38,58	38,06	38,50	38,50	38,75	37,91	37,83	38,46	
TiO ₂		0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,40	0,14	0,00	
Al ₂ O ₃		27,88	28,73	29,93	29,32	27,46	28,45	24,80	25,06	24,89	
FeO		5,72	6,36	6,11	5,79	7,52	6,36	10,85	10,71	10,48	
MnO		0,80	0,23	0,34	0,36	0,00	0,00	0,44	0,24	0,10	
MgO		0,38	0,18	0,00	0,00	0,42	0,00	0,00	0,31	0,27	
CaO		23,38	23,75	24,41	24,24	23,42	23,56	23,47	23,79	23,71	
Na ₂ O		0,29	0,24	0,04	0,00	0,12	0,30	0,18	0,00	0,00	
K ₂ O		0,38	0,12	0,00	0,09	0,46	0,09	0,10	0,15	0,20	
Total		98,27	98,19	98,89	98,30	97,91	97,70	98,14	98,24	98,11	
	Αριθμός ιόντων με βάση τα 12,5 Ο										
Si		2,98	2,96	2,90	2,95	2,97	2,99	2,96	2,94	3,00	
Al ^{iv}		0,02	0,04	0,10	0,05	0,03	0,01	0,04	0,06	0,00	
	T	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
Al ^{vi}		2,50	2,56	2,59	2,60	2,47	2,58	2,24	2,24	2,28	
Ti		0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	
Fe ³⁺		0,37	0,41	0,39	0,37	0,49	0,41	0,71	0,70	0,68	
Mn		0,05	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	
Mg		0,04	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,03	
Ì	М	3,00	3,01	3,01	2,99	3,01	3,00	2,98	3,01	2,99	
Ca		1,92	1,95	1,99	1,99	1,94	1,95	1,97	1,98	1,98	
Na		0,04	0,04	0,01	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00	
K		0,04	0,01	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,02	0,02	
	A	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,00	2,01	2,00	2,00	
Ps (%)	20,2	19,7	19,2	19,4	20,4	19,8	21,9	21,7	21,9	

Πίνακας 5.5.1. Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής των επιδότων όλων των πετρογραφικών τύπων με βάση τα 12,5 Ο, καθώς και το ποσοστό Ps.

Πίνακας 5.5.1. Συνέχεια.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

	BiGrd								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Δείγμα	FL51								
SiO ₂	38,54	38,46	37,79	37,93	38,77	38,94	38,75	37,78	38,85
TiO ₂	0,32	0,28	0,20	0,58	0,49	0,48	0,00	0,00	0,62
Al ₂ O ₃	25,44	26,76	26,96	27,34	26,14	26,74	29,58	23,85	29,44
FeO	9,81	8,67	9,03	7,55	9,17	8,34	5,70	11,53	4,21

Βιβλ	10	θήκη								
	-	-	051							
MnO	P	0.25	0.20	0.12	0.71	0.00	0.36	0.10	0.88	0.33
ΜσΟ	LE.	0,00	0,20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
CaO	-	23.95	23.47	24.04	24.04	23.10	24.18	23.51	23.59	23.97
Na ₂ O	d la	0.00	0.37	0.00	0.05	0.60	0.05	0.29	0.00	0.00
K ₂ O		0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.15	0.25
Total		98,37	98,22	98,15	98,20	98,27	99,08	98,24	97,81	97,65
		,	Ĩ	Αριθμός	ιόντων μ	ε βάση το	a 12,5 O	ŕ	,	ŕ
Si		3,00	2,97	2,93	2,94	3,00	2,99	2,96	2,97	2,99
Aliv		0,01	0,03	0,07	0,07	0,00	0,01	0,04	0,03	0,01
	T	3,01	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{vi}		2,33	2,41	2,40	2,43	2,38	2,41	2,63	2,18	2,67
Ti		0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04
Fe ³⁺		0,64	0,56	0,59	0,49	0,59	0,54	0,37	0,76	0,27
Mn		0,02	0,01	0,01	0,05	0,00	0,02	0,01	0,06	0,02
Mg		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	М	3,01	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00
Ca		1,99	1,94	2,00	1,99	1,91	1,99	1,93	1,99	1,98
Na		0,00	0,06	0,00	0,01	0,09	0,01	0,04	0,00	0,00
K		0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
	A	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,01	2,00
Ps (%	ó)	21,5	20,8	20,6	20,4	21,2	20,9	19,3	22,4	19,3

NO

Πίνακας 5.5.1. Συνέχεια.

in the

mulloud

	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd			
	19	20	21	22	23	24	25	26	27			
Δείγμα	FL51	FL51	FL51	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50	FL50			
SiO ₂	37,69	36,65	37,63	37,76	38,57	38,23	38,04	38,11	38,47			
TiO ₂	0,57	0,00	0,00	0,04	0,39	0,29	0,44	0,07	0,50			
Al ₂ O ₃	30,61	32,63	34,63	24,82	23,78	24,78	24,02	23,84	25,15			
FeO	4,75	4,23	1,01	10,72	11,64	10,16	11,53	11,12	9,33			
MnO	0,00	0,00	0,00	1,04	0,60	0,54	0,00	0,60	0,00			
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,03	0,40	0,44	0,70			
CaO	24,29	23,75	24,61	23,89	23,53	23,43	23,61	23,89	23,93			
Na ₂ O	0,00	0,20	0,00	0,00	0,29	0,10	0,00	0,00	0,00			
K ₂ O	0,00	0,27	0,00	0,00	0,01	0,20	0,27	0,00	0,09			
Total	97,92	97,74	97,88	98,27	99,01	97,76	98,32	98,06	98,17			
	Αριθμός ιόντων με βάση τα 12,5 Ο											
Si	2,89	2,80	2,85	2,95	2,99	2,99	2,97	2,98	2,99			
Al ^{iv}	0,11	0,20	0,15	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01			
T	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00			
Al ^{vi}	2,66	2,73	2,94	2,23	2,16	2,28	2,17	2,18	2,29			
Ti	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,03			
Fe ³⁺	0,31	0,27	0,06	0,70	0,75	0,67	0,75	0,73	0,61			
Mn	0,00	0,00	0,00	0,07	0,04	0,04	0,00	0,04	0,00			
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,05	0,08			
M	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	3,01	3,00	3,00	3,01			
Ca	2,00	1,94	2,00	2,00	1,95	1,97	1,97	2,00	1,99			
Na	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00			
K	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01			
A	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,01	2,00	2,00	2,00			
Ps (%)	18,7	17,9	17,1	21,9	22,7	21,8	22,4	22,5	21,7			

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Δ.Π	BiCrd	BiCrd	BiCrd	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz
All	28	20	30	MzD	MzD	MzD	MzD	MzD	MzD
	20	2)	50	1	2	3	4	5	6
Δείγμα	FL51	FL51	FL51	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E
SiO ₂	37,91	37,28	38,71	37,30	37,73	39,39	38,38	38,13	38,17
TiO ₂	0,71	0,10	0,05	0,22	0,00	0,00	0,00	0,24	0,70
Al_2O_3	25,04	26,62	28,54	28,57	29,91	29,01	29,83	27,42	29,18
FeO	10,22	9,28	6,01	6,58	5,66	6,13	6,14	8,90	5,95
MnO	0,28	0,52	0,00	0,61	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,08	0,22	0,35	0,90	0,00	0,41	0,00	0,05	0,20
CaO	23,82	23,14	24,23	24,40	23,82	22,41	23,71	22,61	23,09
Na ₂ O	0,00	0,32	0,00	0,00	0,26	1,09	0,41	0,89	0,52
K ₂ O	0,06	0,29	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,11	0,29
Total	98,12	97,77	97,89	98,57	97,74	98,68	98,46	98,34	98,08
		1	Αριθμός ι	ιόντων μ	ε βάση το	a 12,5 O			
Si	2,96	2,90	2,98	2,85	2,90	2,98	2,93	2,93	2,92
Al ^{iv}	0,04	0,11	0,02	0,15	0,10	0,02	0,07	0,07	0,08
Т	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{vi}	2,27	2,33	2,57	2,43	2,61	2,57	2,61	2,41	2,56
Ti	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
Fe ³⁺	0,67	0,60	0,39	0,42	0,36	0,39	0,39	0,57	0,38
Mn	0,02	0,03	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,03	0,04	0,10	0,00	0,05	0,00	0,01	0,02
M	3,01	3,00	3,00	3,00	2,99	3,01	3,00	3,00	3,00
Ca	1,99	1,93	1,99	1,99	1,96	1,82	1,94	1,86	1,89
Na	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,16	0,06	0,13	0,08
K	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03
A	2,00	2,01	1,99	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ps (%)	21,7	20,8	19,8	19,9	19,1	19,8	19,2	20,5	19,5

Πίνακας	5.5.1.	Συνέχεια.
---------	--------	-----------

	HbQz MzD 7	HbQz MzD 8	HbQz MzD 9	HbQz D 1	HbQz D 2	HbQz D 3	HbQz D 4	HbQz D 5	HbQz D 6
Δείγμα	FL5E	FL5E	FL5E	NIK1	NIK1	NIK1	NIK3	NIK3	NIK3
SiO ₂	38,10	38,32	38,88	38,10	37,96	38,21	38,16	38,51	38,18
TiO ₂	0,00	0,36	0,00	0,00	0,24	0,24	0,00	0,19	0,13
Al ₂ O ₃	28,61	29,48	28,71	26,31	25,36	27,80	25,60	28,00	26,33
FeO	6,97	5,57	6,60	9,43	10,19	7,42	9,72	7,07	9,38
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,15	0,47	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00
CaO	24,07	24,23	24,32	23,86	23,69	23,85	23,85	24,03	24,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,09	0,00	0,00	0,10	0,16	0,25	0,08	0,11	0,00
Total	97,85	97,95	98,51	97,81	97,81	97,92	97,89	98,04	98,03
		1	Αριθμός	ιόντων μ	ε βάση το	a 12,5 O			
Si	2,94	2,95	2,98	2,97	2,97	2,96	2,98	2,97	2,97
Al ^{iv}	0,06	0,05	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03
1	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{vi}	2,55	2,62	2,58	2,38	2,31	2,49	2,33	2,52	2,38

	^{Ψηφιακ} Βιβλ	ι 10θ	λογί	8							
MOE	ጎሕር	A	57	05"							
H Y	Ti	~	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
DIMET	Fe ³⁺	Γεω	0,45	aç0,36	0,42	0,61	0,67	0,48	0,63	0,46	0,61
Xara	Mn	П.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00
ON HEAR I	Mg		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
	L	М	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
	Ca		1,99	2,00	1,99	1,99	1,99	1,98	1,99	1,99	2,00
	Na		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	K		0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
		A	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
_	Ps (%	5)	19,7	19,3	19,8	20,9	21,5	20,1	21,3	20,1	20,9

Πίνακας 5.5.2. Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής των κλινοζοϊσιτών των πετρογραφικών τύπων BiGrd και HbQzD με βάση τα 12.5 Ο, καθώς και το ποσοστό Ps.

		BiGrd 1	BiGrd 2	BiGrd 3	BiGrd 4
Δείγμα		FL51	FL51	FL51	FL51
SiO ₂		38,76	38,67	38,43	37,71
TiO ₂		0,04	0,00	0,03	0,00
Al ₂ O ₃		28,66	28,87	26,20	24,77
FeO		6,86	5,63	9,03	10,83
MnO		0,00	0,35	0,43	0,61
MgO		0,00	0,56	0,00	0,01
CaO		24,18	24,44	23,59	23,83
Na ₂ O		0,09	0,00	0,00	0,00
K ₂ O		0,00	0,02	0,35	0,00
Total		98,59	98,55	98,06	97,76
		Αριθμά	ός ιόντων με βάση	τα 12,5 Ο	
Si		2,97	2,95	2,99	2,96
Al ^{iv}		0,03	0,05	0,02	0,04
	Τ	3,00	3,00	3,01	3,00
Al ^{vi}		2,56	2,55	2,39	2,25
Ti		0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺		0,44	0,36	0,59	0,71
Mn		0,00	0,02	0,03	0,04
Mg		0,00	0,06	0,00	0,00
	M	3,00	2,99	3,01	3,00
Ca		1,99	2,00	1,96	2,00
Na		0,01	0,00	0,00	0,00
K		0,00	0,00	0,04	0,00
	A	2,00	2,00	2,00	2,00

Από τους παραπάνω πίνακες γίνεται φανερό, σύμφωνα με το ποσοστό Ps, ότι πολλά από τα επίδοτα είναι μαγματικά.

Στις παρακάτω εικόνες (Εικ. 5.5.1 και Εικ. 5.5.2), απεικονίζονται ενδεικτικές θέσεις αναλύσεων των επιδότων και των κλινοζοϊσιτών από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο. Για το επίδοτο του δείγματος FL51, όπου spectrum 1 = BiGrd 24, spectrum 2 = BiGrd 25, spectrum 3 = BiGrd 26 και spectrum 4 = BiGrd 27, ενώ για τον κλινοζοϊσίτη του δείγματος FL51 όπου spectrum 1 = BiGrd 1, spectrum 2 = BiGrd 2, spectrum 3 = BiGrd 3 και spectrum 4 = BiGrd 4.



Εικόνα 5.5.1. Αριστερά επίδοτο με N+ (διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm) από το πολωτικό μικροσκόπιο και δεξιά το ίδιο επίδοτο από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.



Εικόνα 5.5.2. Αριστερά κλινοζοϊσίτης με N+ (διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm) από το πολωτικό μικροσκόπιο και δεξιά ο ίδιος κλινοζοϊσίτης από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

5.6 TITANITH Σ - APATITH Σ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Όπως προαναφέρθηκε ο τιτανίτης υπάρχει με την μορφή μικρών ιδιόμορφων – υπιδιόμορφων κρυστάλλων. Στον πετρογραφικό τύπο HbQzD κυριαρχεί το ρουτίλιο. Στον Πιν. 5.6.1 παρατίθενται ενδεικτικές στοιχειομετρικές αναλύσεις από τιτανίτες των πετρογραφικών τύπων BiGrd και HbQzMzD, από τον οποίο γίνεται φανερό ότι η σύσταση τους δεν διαφέρει σημαντικά. Επίσης, ορισμένοι τιτανίτες περιέχουν στη δομή τους V. **βιβλιοθ**ήκη

Ψηφιακή συλλογή

Πίνακας 5.6.1. Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής τιτανιτών των πετρογραφικών τύπων BiGrd και HbQzMzD. Υπολογισμός ιόντων με βάση τα 4 Si.

~~~		BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Δείγμα	l	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL50	FL50
SiO ₂		30,79	30,95	30,66	30,87	30,64	31,21	31,22	30,59	30,69
TiO ₂		38,74	38,42	38,70	38,27	38,46	35,44	37,28	38,81	39,45
Al ₂ O ₃		1,30	1,75	1,25	1,57	1,30	3,58	2,44	1,13	0,74
FeO		0,53	0,00	0,59	0,47	0,68	0,47	0,47	1,25	0,54
CaO		27,43	28,73	26,44	28,18	27,10	27,85	28,41	25,87	28,13
$V_2O_5$		1,02	0,00	0,00	0,00	0,78	0,00	0,00	1,31	0,00
Total		99,80	99,84	99,21	99,36	99,19	99,15	99,82	99,65	99,69
				Αριθμός	ς ιόντων	με βάση ′	τα 4 Si			
2,94		4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti		3,79	3,73	3,80	3,73	3,78	3,42	3,59	3,82	3,87
Al		0,20	0,27	0,19	0,24	0,20	0,54	0,37	0,17	0,11
	Y	3,99	4,00	3,99	3,97	3,98	3,96	3,96	3,99	<i>3,98</i>
Fe		0,05	0,00	0,06	0,05	0,08	0,05	0,05	0,14	0,06
Ca		3,82	3,98	3,70	3,91	3,79	3,82	3,90	3,63	3,93
V		0,11	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,14	0,00
	X	3,98	3,98	3,76	3,96	3,95	3,87	3,95	3,91	3,99

	BiGrd 10	BiGrd 11	BiGrd 12	HbQz MzD 1	HbQz MzD 2	HbQz MzD 3	HbQz MzD 4
Δείγμα	FL50	FL50	FL50	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E
SiO ₂	31,22	31,23	30,99	31,18	31,01	30,86	31,06
TiO ₂	38,81	38,85	37,77	38,78	38,55	39,48	38,29
Al ₂ O ₃	1,58	1,32	1,75	1,16	1,42	0,80	1,46
FeO	0,83	0,12	2,06	0,67	1,06	0,00	1,03
CaO	27,91	28,10	26,22	28,15	27,79	28,42	26,17
$V_2O_5$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,71
Total	100,34	99,84	99,60	100,18	99,83	99,56	100,04
		А	ριθμός ιόν	των με βάσι	η τα 4 Si		
Si	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti	3,74	3,74	3,67	3,74	3,74	3,85	3,71
Al	0,24	0,20	0,27	0,18	0,22	0,12	0,22
Y	3,98	3,94	3,94	3,92	3,96	3,97	3,93
Fe	0,09	0,01	0,22	0,07	0,11	0,00	0,11
Ca	3,83	3,86	3,63	3,87	3,84	3,95	3,61
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18
X	3,92	3,87	3,85	3,84	3,95	3,95	3,90

Παρακάτω παρατίθενται ενδεικτικές φωτογραφίες (Εικ. 5.6.1) από τις θέσεις των αναλύσεων τιτανίτη της τομής FL50 (όπου spectrum 1 = BiGrd 8, spectrum 2 = BiGrd 9 και spectrum 3 = BiGrd 10).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



**Εικόνα 5.6.1.** Αριστερά τιτανίτης με N+ (διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm) από το πολωτικό μικροσκόπιο και δεξιά ο ίδιος τιτανίτης από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

Όσον αφορά τον απατίτη, αυτός βρίσκεται με τη μορφή ιδιόμορφων – υπιδιόμορφων πρισματικών και βελονοειδών κρυστάλλων. Ενδεικτικά έγιναν μικροαναλύσεις απατίτη στον πετρογραφικό τύπο BiGrd και HbQzD (Πιν. 5.6.2).

	D:C. d 1	D:Cred 2	HbQzD	HbQzD	HbQzD	HbQzD
	DIGru I	DIGFU 2	1	2	3	4
Δείγμα	FL51	FL50	NIK1	NIK1	NIK1	NIK3
CaO	58,16	58,15	54,78	55,59	55,13	55,49
$P_2O_5$	40,26	40,29	41,38	41,12	41,61	41,49
Cl	0,00	0,00	0,40	0,43	0,38	0,52
F	0,00	0,00	3,07	2,42	2,92	2,52
Total	98,42	98,44	99,63	99,56	100,04	100,02
		Αριθμός ι	όντων με βάσ	<b>5η τα 26 Ο</b>		
Р	6,01	6,01	6,01	6,00	6,02	6,02
Ca	10,98	10,98	10,07	10,27	10,10	10,19
Cl	0,00	0,00	0,12	0,13	0,11	0,15
F	0,00	0,00	1,67	1,32	1,58	1,37

**Πίνακας 5.6.2.** Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής απατίτη του πετρογραφικού τύπου BiGrd. Υπολογισμός ιόντων με βάση τα 26 Ο.

Οι φωτογραφίες (Εικ. 5.6.2) που παρατίθενται παρακάτω είναι ενδεικτικές από τις χημικές αναλύσεις του απατίτη της τομής FL50 (όπου spectrum 8 = BiGrd 2).



**Εικόνα 5.6.2.** Αριστερά απατίτης με N- (διάσταση κάθετης πλευράς = 1mm) από το πολωτικό μικροσκόπιο και δεξιά ο ίδιος απατίτης από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

#### 5.7 ΧΛΩΡΙΤΗΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο, ο χλωρίτης είναι προϊόν αλλοίωσης του βιοτίτη και της κεροστίλβης. Οι χημικές αναλύσεις που έγιναν στους χλωρίτες όλων των πετρογραφικών τύπων, εκτός από την εύρεση της χημικής τους σύστασης, είχαν ως στόχο και την εύρεση της ποικιλίας του εκάστοτε χλωρίτη (Πιν. 5.7.1).

**Πίνακας 5.7.1.** Χημικές αναλύσεις και τύπος δομής των χλωριτών όλων των πετρογραφικών τύπων, με βάση τα 28 O, καθώς και η ονομασία της κάθε ποικιλίας (Deer et al. 1992).

	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	BiGrd	HbQzMzD
	1	2	3	4	5	6	7	1
Δείγμα	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL51	FL5E
SiO ₂	30,92	30,87	31,71	30,61	30,56	29,75	30,53	32,12
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,02
Al ₂ O ₃	15,15	17,86	17,19	16,96	16,40	17,81	16,13	14,95
FeO	21,67	19,02	19,89	20,33	22,87	20,93	22,86	21,92
MnO	0,45	0,60	0,39	0,43	0,19	0,20	0,43	0,10
MgO	18,94	17,55	18,16	19,17	17,53	18,81	17,08	18,24
CaO	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,41	0,22	0,11	0,03	0,00	0,11	0,00	0,00
$Cr_2O_3$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,02
NiO	0,00	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	87,54	87,02	87,47	87,55	87,56	87,67	87,64	87,46
			Αριθμός	ιόντων μ	ε βάση το	a 28 O		
Si	6,35	6,26	6,38	6,22	6,28	6,06	6,28	6,55
Al ^{iv}	1,65	1,74	1,62	1,78	1,72	1,94	1,72	1,46
Al ^{vi}	2,04	2,57	2,49	2,30	2,27	2,36	2,22	2,16
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00

П	οικ- λία	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Πυκνο χλωρίτ ης	Διαβαν τίτης	Διαβα ντίτης
Fe +N	e/Fe Mg	0,39	0,38	0,38	0,37	0,42	0,38	0,43	0,40
K	_	0,21	0,11	0,06	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00
Na	a	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	a	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Ni		0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Μ	g	5,80	5,31	5,45	5,80	5,37	5,71	5,24	5,54
M	n	0,08	0,10	0,07	0,08	0,03	0,03	0,08	0,02
Fe	2+	3,55	2,79	2,87	3,17	3,62	3,35	3,59	3,33
TuFe	3+α Γε	0,17	0,44	0,48	0,28	0,31	0,22	0,34	0,40
I "OEQ	<b>Φ</b> Ρ <i>Α</i>	0,00	0,00	0,00	0.00	0.00	0.00	0,08	0,00
BI	φιακή α βλιο	ουλλογή Θήκη		8					

	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz
	MzD	MzD	MzD	MzD	MzD	D	D	D
	2	3	4	5	6	1	2	3
Δείγμα	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	FL5E	NIK1	NIK1	NIK1
SiO ₂	34,02	29,52	30,81	29,32	31,54	34,37	33,35	34,70
TiO ₂	0,00	0,17	0,23	0,00	0,23	0,13	0,43	0,20
Al ₂ O ₃	14,95	18,08	16,20	19,83	18,02	16,82	17,43	16,87
FeO	18,01	21,06	22,07	20,63	19,84	17,65	21,99	18,21
MnO	0,00	0,12	0,48	0,63	1,08	0,21	0,14	0,23
MgO	19,02	18,38	17,11	16,48	16,08	16,75	12,95	15,32
CaO	0,71	0,00	0,35	0,15	0,00	0,65	0,67	0,68
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,27
K ₂ O	0,10	0,00	0,00	0,04	0,00	0,10	0,00	0,41
$Cr_2O_3$	0,28	0,00	0,41	0,25	0,10	0,04	0,00	0,17
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	87,11	87,32	87,67	87,33	86,89	86,91	86,97	87,07
		I	Αριθμός ι	όντων με	βάση τα	28 O		
Si	6,77	6,03	6,31	5,97	6,38	6,89	6,83	6,98
Al ^{iv}	1,23	1,97	1,69	2,03	1,62	1,22	1,29	1,16
Al ^{vi}	2,32	2,41	2,24	2,76	2,72	2,76	2,92	2,84
Ti	0,00	0,03	0,04	0,00	0,03	0,02	0,07	0,03
Cr	0,04	0,00	0,07	0,04	0,02	0,01	0,00	0,03
Fe ³⁺	0,63	0,27	0,39	0,42	0,66	0,86	1,00	0,92
Fe ²⁺	2,37	3,33	3,39	3,09	2,69	2,96	3,77	3,06
Mn	0,00	0,02	0,08	0,11	0,18	0,04	0,02	0,04
Mg	5,64	5,60	5,22	5,00	4,84	5,01	3,96	4,59
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,15	0,00	0,08	0,03	0,00	0,14	0,15	0,15
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,11
K	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,10
Fe/Fe +Mg	0,35	0,39	0,42	0,41	0,41	0,37	0,49	0,40

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη					
Ποικ- Διαβαν Πυκνο Διαβα ιλία τίτης χλωρίτ ης	ν Πυκνο χλωρίτ ης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης

Πίνακας 5.3.1. Συνέχεια.

	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz	HbQz
	D	D	D	D	D	D	D	D
	4	5	6	7	8	9	10	11
Δείγμα	NIK1	NIK1	NIK1	NIK1	NIK3	NIK3	NIK3	NIK3
SiO ₂	34,10	35,36	33,49	31,04	31,89	31,43	31,99	34,84
TiO ₂	0,43	4,18	1,41	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	17,51	16,72	17,26	19,14	18,62	18,32	17,82	17,34
FeO	19,03	15,33	18,69	20,61	16,15	17,20	17,06	16,06
MnO	0,00	0,00	0,18	0,17	0,24	0,23	0,30	0,00
MgO	15,08	10,65	14,06	16,10	20,08	19,93	19,78	18,46
CaO	1,02	4,26	1,63	0,31	0,33	0,25	0,28	0,61
Na ₂ O	0,23	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,21
K ₂ O	0,17	0,32	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$Cr_2O_3$	0,00	0,15	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00
Total	87,58	86,99	87,03	87,58	87,70	87,37	87,57	87,53
	Αριθμός ιόντων με βάση τα 28 Ο							
Si	6,71	6,85	6,65	1,76	6,32	6,30	6,39	6,86
Al ^{iv}	1,29	1,15	1,35	2,82	1,74	1,76	1,66	1,25
Al ^{vi}	2,85	2,79	2,77	6,24	2,61	2,57	2,54	2,78
Ti	0,06	0,63	0,21	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,91	1,63	1,02	0,56	0,54	0,46	0,49	0,83
Fe ²⁺	3,19	2,56	3,16	3,50	2,68	2,88	2,85	2,65
Mn	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,00
Mg	4,51	3,17	4,24	4,88	5,94	5,95	5,89	5,42
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
Ca	0,22	0,91	0,35	0,07	0,07	0,05	0,06	0,13
Na	0,09	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08
K	0,04	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe/Fe								
+Mg	0,41	0,45	0,43	0,42	0,31	0,33	0,33	0,33
Ποικ- ιλία	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβαν τίτης	Διαβα ντίτης

Όπως γίνεται φανερό από τον παραπάνω πίνακα, οι περισσότεροι χλωρίτες ανήκουν στην ποικιλία του διαβαντίτη ενώ λίγοι από αυτούς ανήκουν στην ποικιλία του πυκνοχλωρίτη. Άλλες ποικιλίες δεν βρέθηκε να υπάρχουν.



Για γεωχημικές αναλύσεις επιλέχθηκαν τα δείγματα FL3, FL5, FL50, FL51, FL54, FL5E, NIK1, NIK2 και NIK3 (Πιν. 6.1). Οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν είναι η XRF (Παράρτημα 2) για τα οξείδια των κύριων στοιχείων, τα οποία εκφράζονται σε ποσοστό επί τις εκατό (%) και η ICP – MS (Παράρτημα 3) όπως και η XRF για τα ιχνοστοιχεία, τα οποία εκφράζονται σε ppm.

Πίνακας 6.1. Γεωχημικές αναλύσεις δειγμάτων, όπου τα οξείδια είναι εκφρασμένα σε ποσοστό επί τις εκατό ενώ τα ιχνοστοιχεία είναι εκφρασμένα σε ppm.

	FL3	FL5	FL50	FL51	FL54	FL5E	NIK1	NIK2	NIK3
SiO ₂	62,18	62,59	62,75	63,08	61,47	55,82	58,60	58,48	56,77
TiO ₂	0,68	0,67	0,66	0,65	0,71	0,82	0,82	0,75	0,78
Al ₂ O ₃	15,62	15,43	15,25	16,17	15,88	16,09	17,51	16,86	17,11
Fe ₂ O ₃	4,42	3,43	4,53	5,56	5,80	10,52	8,36	5,74	7,63
FeO	1,36	2,44	1,46	0,61	0,74	0,46	0,04	1,58	1,34
MnO	0,10	0,10	0,11	0,12	0,12	0,23	0,17	0,13	0,16
MgO	2,79	2,70	2,63	1,40	2,75	1,73	1,07	2,39	1,83
CaO	5,33	4,94	4,66	5,57	4,95	7,77	6,66	6,40	6,29
Na ₂ O	2,90	2,83	2,89	3,36	2,70	3,15	3,98	4,73	4,01
K ₂ O	2,72	3,06	3,53	2,71	2,60	2,54	1,75	1,74	2,78
P2O5	0,22	0,22	0,23	0,20	0,22	0,25	0,27	0,22	0,23
LOI	1,68	1,60	1,30	0,57	2,06	0,62	0,76	0,98	1,05
Total	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	99,98
			Ιχ	νοστοιχε	ία με XI	RF			
Cr	72	58	70	61	77	237	87	72	125
Ni	19	15	147	13	11	57	10	14	17
V	99	100	95	114	119	166	142	119	141
Со	14	14	13	11	19	29	17	17	20
Cu	12	14	13	8	9	50	18	13	20
Zn	67	69	64	79	76	131	90	77	86
Rb	111	106	114	84	75	71	48	59	98
Sr	288	294	274	323	321	297	369	353	365
Ba	431	592	468	710	528	578	364	450	460
Nb	15	14	15	13	14	19	10	10	11
Zr	162	142	164	176	167	147	122	125	95
			Ιχνοσ	στοιχεία	με ICP	- MS			
Sc	15,46	14,70	11,20	7,67	15,66	9,91	4,38	7,62	8,93
Ga	17,24	16,49	15,99	16,09	15,91	13,57	19,81	20,12	16,65
Cs	2,65	1,34	1,54	1,06	0,61	1,60	4,19	0,94	3,17
Y	21,68	17,44	19,13	15,54	21,00	15,49	6,93	8,86	14,92
Th	9,02	9,23	6,19	13,62	8,84	19,79	16,51	12,48	17,32
Pb	10,57	9,76	12,24	14,66	9,26	12,30	37,56	17,44	16,28
U	2,53	1,62	1,68	3,21	1,75	4,51	4,00	2,05	2,35
Hf	3,99	3,33	3,43	3,21	4,18	3,65	2,52	3,56	4,37
Ta	0,79	0,70	0,73	0,48	0,67	0,73	0,88	0,47	1,09

Πίνακας 6.1	Ι. Συνέχει	α.							
X San A T	FL3	FL5	FL50	FL51	FL54	FL5E	NIK1	NIK2	NIK3
La	26,22	25,15	19,54	31,15	25,08	29,73	21,61	42,22	36,71
Ce	45,78	43,92	37,29	50,24	42,81	43,90	36,92	77,04	59,47
Pr	5,26	4,77	4,19	5,29	4,86	4,63	3,53	7,48	6,39
Nd	23,24	20,34	18,36	21,94	21,08	18,14	13,50	28,99	26,53
Sm	4,57	4,06	4,07	4,18	4,21	3,29	2,28	4,43	4,64
Eu	1,08	0,93	0,89	1,02	0,92	0,74	0,51	1,23	0,91
Gd	4,18	3,47	3,67	3,16	3,58	2,81	1,66	3,03	3,36
Tb	0,62	0,48	0,56	0,42	0,56	0,39	0,21	0,35	0,44
Dy	3,90	3,09	3,49	2,69	3,70	2,52	1,11	1,78	2,74
Но	0,76	0,61	0,68	0,54	0,68	0,50	0,22	0,29	0,49
Er	2,25	1,67	2,06	1,57	2,04	1,47	0,61	0,81	1,47
Tm	0,29	0,25	0,26	0,22	0,28	0,22	0,09	0,10	0,19
Yb	2,28	2,01	2,19	1,81	2,15	1,89	0,76	0,88	1,39
Lu	0,30	0,26	0,26	0,26	0,29	0,27	0,08	0,09	0,18
ΣREE	120,73	111,00	97,51	124,50	112,26	110,50	83,17	168,72	144,92
Eu/Eu*	0,75	0,74	0,69	0,83	0,71	0,73	0,77	0,97	0,67
(La/Lu)n	9,16	10,01	7,93	12,56	8,98	11,65	27,88	49,17	20,95

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι παραπάνω χημικές αναλύσεις χρησιμοποιήθηκαν στην κατασκευή διαγραμμάτων Harker, δηλαδή διαγραμμάτων που απεικονίζουν τις χημικές μεταβολές των πετρωμάτων. Έτσι, κατασκευάστηκαν διαγράμματα χημικών μεταβολών τόσο για τα κύρια στοιχεία, όσο και για τα ιχνοστοιχεία ως προς έναν δείκτη διαφοροποίησης. Στην προκειμένη περίπτωση ο δείκτης αυτός είναι η περιεκτικότητα σε ποσοστό κατά βάρος (% κ.β.) του SiO₂ των πετρωμάτων.

Τα διαγράμματα αυτά είναι ένας χρήσιμος τρόπος παρουσίασης των αναλυτικών δεδομένων και μπορούν να παρέχουν πληροφορίες για την εξελικτική πορεία του μάγματος, για τις ορυκτολογικές παραγενέσεις των πετρωμάτων, καθώς και για τις συνγενετικές σχέσεις ή μη μεταξύ των πετρωμάτων.

Παρακάτω παρατίθενται τα διαγράμματα (Σχ. 6.1 – 6.4) των χημικών μεταβολών για όλα τα κύρια στοιχεία του Πιν. 6.1. Όπως παρατηρείται από αυτόν, το ποσοστό του SiO₂, που είναι και ο δείκτης διαφοροποίησης, κυμαίνεται από 61,47 έως 63,08 % για τα δείγματα του Φλαμουρίου. Όσον αφορά τα δείγματα της Νικόκλειας, αυτά έχουν SiO₂ σε ποσοστό από 56,77 έως 58,60 %, ενώ το έγκλεισμα από τα δείγματα του Φλαμουρίου έχει SiO₂ σε ποσοστό 55,82 %.















**Σχήμα 6.4.** Διάγραμμα μεταβολής του οξειδίου P₂O₅ ως προς SiO₂, των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Το TiO₂ μειώνεται από τον βασικότερο πετρογραφικό τύπο HbQzMzD προς τον οξινότερο πετρογραφικό τύπο BiGrd. Η τιμή του κυμαίνεται από 0,82 % έως και 0,65 % αντίστοιχα. Αυτή η μείωση πιθανόν να οφείλεται στην συνεχή κρυστάλλωση κεροστίλβης, βιοτίτη και τιτανίτη.

Το Al₂O₃ παρουσιάζει μια τάση αύξησης από τον HbQzMzD προς τον HbQzD με τιμές που κυμαίνονται από 16,09 % έως 15,51 % αντίστοιχα. Έπειτα παρουσιάζει μια τάση μείωσης προς τον BiGrd με μικρότερη περιεκτικότητα 15,25 %. Αυτή η αλλαγή της τάσης ίσως να οφείλεται στην κρυστάλλωση των αστρίων.

Το Fe₂O₃ δείχνει να έχει γραμμική συσχέτιση όσο προχωρά η κρυστάλλωση από το βασικότερο προς το οξινότερο πέτρωμα με μέγιστη περιεκτικότητα 10,52 % και ελάχιστη 3,43 % αντίστοιχα. Το γεγονός αυτό οφείλεται στην συνεχή κρυστάλλωση βιοτίτη και κεροστίλβης.

Το FeO αυξάνεται από τον βασικότερο πετρογραφικό τύπο προς τον οξινότερο με περιεκτικότητες από 0,04 % έως 2,44 % αντίστοιχα. Η αύξηση αυτή ίσως να οφείλεται στην αντικατάσταση του Fe²⁺ από στοιχεία όπως το  $Mn^{2+}$  και το Sc³⁺ κατά την διαδικασία κρυστάλλωσης της κεροστίλβης και του βιοτίτη.

Το MnO παρουσιάζει τάση μείωσης από τον HbQzMzD προς τον BiGrd με τιμές από 0,23% έως 0,10% αντίστοιχα. Γενικά, η περιεκτικότητα των πετρωμάτων σε MnO είναι μικρή, αλλά η συσχέτιση του με το SiO₂ είναι αρκετά καλή.

Το MgO παρουσιάζει τάση αύξησης από τον βασικότερο πετρογραφικό τύπο προς τον οξινότερο. Η ελάχιστη τιμή του είναι 1,07% και η μέγιστη είναι 2,75% αντίστοιχα. Αυτή η αύξηση πιθανόν να οφείλεται στην κρυστάλλωση της κεροστίλβης στους βασικότερους πετρογραφικούς τύπους. Το CaO παρουσιάζει γραμμική συσχέτιση και τάση μείωσης σε σχέση με το SiO₂, όσο ο πετρογραφικός τύπος γίνεται πιο όξινος. Έτσι, η μέγιστη τιμή του είναι 7,77% για τον HbQzMzD και η ελάχιστη 4,66% για τον BiGrd. Αυτή η μείωση συσχετίζεται με το ποσοστό των πλαγιοκλάστων και της κεροστίλβης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το Na₂O αυξάνεται από τον HbQzMzD προς τον HbQzD με τιμή 3,15% στον πρώτο και μέγιστη τιμή 4,73% στον δεύτερο. Από εκεί και έπειτα μειώνεται για να φτάσει την ελάχιστη τιμή του 2,70% στον BiGrd. Η συσχέτιση του με το SiO₂ δεν είναι πολύ καλή.

Το K₂O παρουσιάζει τάση αύξησης από τον βασικότερο προς τον οξινότερο πετρογραφικό τύπο, χωρίς όμως καλή συσχέτιση με το SiO₂. Η μικρότερη τιμή του εμφανίζεται σε 2 δείγματα του πλουτωνίτη της Νικόκλειας και είναι 1,74% και η μεγαλύτερη τιμή του είναι 3,53% στον πλουτωνίτη του Φλαμουρίου. Η περιεκτικότητα των πλουτωνιτών σε K₂O εξαρτάται κυρίως από τους καλιούχους άστριους και τον βιοτίτη.

Το  $P_2O_5$  μειώνεται από τον βασικότερο προς τον οξινότερο πετρογραφικό τύπο. Η μέγιστη τιμή του είναι 0,27% και η ελάχιστη 0,20%. Η περιεκτικότητα του  $P_2O_5$  εξαρτάται από την κρυστάλλωση του απατίτη.

Το LOI έχει ελάχιστη τιμή 0,57% στον HbQzMzD και μέγιστη 2,06% στον BiGrd.

Στα επόμενα σχήματα (Σχ. 6.5 – 6.11) παρουσιάζονται τα διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων του Πιν. 6.1, επίσης ως προς την περιεκτικότητα σε SiO₂.


























**Σχήμα 6.11.** Διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων Nb και Zr ως προς SiO₂, των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Το Sc³⁺ στο διάγραμμα χημικής μεταβολής παρουσιάζει διασπορά. Εμφανίζει υψηλή τιμή για τον τύπο HBQzMzD, η οποία μειώνεται στα δείγματα των πετρωμάτων της Νικόκλειας. Στα δείγματα του Φλαμουρίου οι τιμές του παρουσιάζουν μεγάλο εύρος. Η ελάχιστη τιμή που παίρνει είναι 4,38 ppm στον HbQzD και η μέγιστη είναι 15,66 ppm στον BiGrd. Γενικά, το Sc³⁺ έχει περίπου ίδια ιοντική ακτίνα με το Fe²⁺, τον οποίο αντικαθιστά σε κεροστίλβη και βιοτίτη.

Το Ga³⁺ παρουσιάζει την ελάχιστη τιμή του στον τύπο HbQzMzD που είναι 13,57 ppm και την μέγιστη στον τύπο HbQzD που είναι 20,12 ppm. Το Ga³⁺ αντικαθιστά το Al³⁺, συνεπώς τα ορυκτά που επηρεάζουν την συγκέντρωση του είναι οι άστριοι και ο βιοτίτης.

Το Cs⁺ παρουσιάζει διασπορά στο διάγραμμα μεταβολής. Η ελάχιστη τιμή του είναι 0,61 ppm και η μέγιστη 4,19 ppm. Είναι λιθόφιλο χημικό στοιχείο και δεν

αντικαθιστά κάποιο κύριο χημικό στοιχείο λόγω της μεγάλης διαφοράς στις ιοντικές ακτίνες τους.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το Y³⁺ παρουσιάζει διασπορά στο διάγραμμα χημικής μεταβολής. Η ελάχιστη τιμή του είναι 6,93 ppm στον πετρογραφικό τύπο HbQzD και η μέγιστη τιμή του 21,68 ppm στον πετρογραφικό τύπο BiGrd. Ανήκει στα λιθόφιλα χημικά στοιχεία και έτσι δεν αντικαθιστά κάποιο κύριο χημικό στοιχείο.

Το Th⁴⁺ εμφανίζει γραμμική αρνητική συσχέτιση στο διάγραμμα μεταβολής από το βασικότερο μέλος προς το οξινότερο. Η μέγιστη τιμή του είναι 19,79 ppm και η ελάχιστη 6,19 ppm. Όπως και το  $Y^{3+}$ , δεν αντικαθιστά κάποιο κύριο χημικό στοιχείο λόγω της μεγάλης διαφοράς στην ιοντική ακτίνα.

Ο Pb²⁺ παρουσιάζει σχετικά σταθερή γραμμική συσχέτιση. Η ελάχιστη τιμή του είναι 9,26 ppm και η μέγιστη 37,56 ppm. Αντικαθιστά το  $K^+$ , επομένως η συγκέντρωση του μπορεί να διαμορφωθεί από τον βιοτίτη και τους καλιούχους άστριους.

Το U⁴⁺ εμφανίζει αρνητική τάση από το βασικότερο προς το οξινότερο μέλος. Η μέγιστη τιμή του είναι 4,51 ppm και η ελάχιστη 1,62 ppm. Όπως και το Th⁴⁺, δεν αντικαθιστά κάποιο κύριο χημικό στοιχείο.

Το Hf⁴⁺ παρουσιάζει διασπορά στο διάγραμμα μεταβολής, αλλά παραμένει σχετικά σταθερό στις τιμές του. Η ελάχιστη τιμή του είναι 2,52 ppm και η μέγιστη 4,37 ppm. Επειδή έχει περίπου ίδια ιοντική ακτίνα με το  $Zr^{4+}$ , βρίσκεται σχεδόν πάντα στη δομή του ζιρκονίου.

Το Ta³⁺ παρουσιάζει διασπορά, αλλά η τάση του φαίνεται να είναι σταθερή με γραμμική συσχέτιση. Η ελάχιστη τιμή του είναι 0,47 ppm και η μέγιστη 1,09 ppm. Αυτό το ιχνοστοιχείο αντικαθιστά το Al³⁺, οπότε η συγκέντρωση του εξαρτάται από τα ορυκτά κεροστίλβη, βιοτίτη και άστριους.

Το  $Cr^{3+}$  παρουσιάζει μειωτική τάση από τον βασικότερο προς τον οξινότερο πετρογραφικό τύπο. Συγκεκριμένα, η μικρότερη τιμή του είναι 58 ppm και η υψηλότερη είναι 237 ppm. Το  $Cr^{3+}$  αντικαθιστά το  $Fe^{3+}$  στο τήγμα. Έτσι στην συγκεκριμένη περίπτωση τα κύρια ορυκτά που επηρεάζουν την συγκέντρωση του είναι η κεροστίλβη, ο βιοτίτης και σε μικρότερο ποσοστό το επίδοτο.

Το Ni²⁺ εμφανίζει μια σχετικά σταθερή γραμμική συσχέτιση με αρνητική τάση. Η μικρότερη τιμή του είναι 10 ppm στον τύπο HbQzD ενώ η μεγαλύτερη τιμή του είναι 147 ppm στον τύπο BiGrd. Γενικά, το Ni²⁺ αντικαθιστά το Mg²⁺, οπότε στην προκειμένη περίπτωση τα ορυκτά που ελέγχουν τις συγκεντρώσεις του είναι η κεροστίλβη και ο βιοτίτης.

Το V³⁺ παρουσιάζει σταθερή γραμμική αρνητική συσχέτιση με το SiO₂. Η ελάχιστη τιμή του είναι 95 ppm και η μέγιστη είναι 166 ppm. Επειδή αντικαθιστά το  $Fe^{3+}$ , η συγκέντρωση του εξαρτάται από την κεροστίλβη και τον βιοτίτη.

Το Co²⁺ μειώνεται όσο προχωράει η διαφοροποίηση, με μέγιστη τιμή τα 29 ppm στον τύπο HbQzMzD και ελάχιστη τα 11 ppm στον BiGrd. Το ιχνοστοιχείο αυτό αντικαθιστά το Mg²⁺ και το Fe²⁺, λόγω της παρόμοιας ιοντικής ακτίνας τους. Έτσι οι συγκεντρώσεις του εδώ, εξαρτώνται από την κεροστίλβη και τον βιοτίτη κυρίως.

Ο Cu⁺ μειώνεται και αυτός με τη διαφοροποίηση. Η μέγιστη τιμή του είναι 50 ppm και η ελάχιστη 8 ppm. Γενικά ο Cu⁺ δεν αντικαθιστά κάποιο χημικό στοιχείο και υπάρχει κυρίως στα σουλφίδια.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο Zn²⁺ επίσης παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με το SiO₂. Η μέγιστη τιμή του είναι 131 ppm και η ελάχιστη 64 ppm. Όπως ο Cu⁺, έτσι και ο Zn²⁺ συγκεντρώνεται στα σουλφίδια.

Το  $Rb^+$  τείνει να σχηματίσει θετική γραμμική συσχέτιση στο διάγραμμα μεταβολής, από τα βασικότερα προς τα οξινότερα μέλη. Η μέγιστη τιμή του είναι 114 ppm και η ελάχιστη 48 ppm. Αντικαθιστά το  $K^+$ , επομένως η συγκέντρωση του εξαρτάται από τον βιοτίτη και τους καλιούχους άστριους.

Το Sr²⁺ αυξάνεται από τον τύπο HbQzMzD προς τον HbQzD, ενώ έπειτα μειώνεται ξανά προς τον BiGrd. Η μέγιστη τιμή του εμφανίζεται στον τύπο HbQzD που είναι 369 ppm και η ελάχιστη τιμή του στον τύπο BiGrd που είναι 274 ppm. Το Sr²⁺ δύναται να αντικαταστήσει το Ca²⁺ και το K⁺. Έτσι η συγκέντρωση του εξαρτάται από τα πλαγιόκλαστα και τους καλιούχους άστριους. Γενικότερα, η συγκέντρωση του Sr²⁺ μειώνεται από τα βασικά προς τα όξινα πετρώματα.

Το Ba²⁺ παρουσιάζει διασπορά στο διαγράμμα μεταβολής. Η μέγιστη τιμή του είναι 710 ppm και η ελάχιστη 364 ppm. Αντικαθιστά το K⁺, για τον λόγο αυτό η συγκέντρωση του εξαρτάται από τα ορυκτά βιοτίτη και καλιούχο άστριο.

Το Nb⁵⁺ ακολουθεί μειωτική τάση από τον HbQzMzD προς τον HbQzD, ενώ μετά αυξάνεται προς τον BiGrd. Η ελάχιστη τιμή του είναι 10 ppm και η μέγιστη 19 ppm. Αντικαθιστά το Ti⁴⁺ και το Zr⁴⁺, έτσι η συγκέντρωση του εξαρτάται από τα ορυκτά τιτανίτης, ζιρκόνιο, βιοτίτης και κεροστίλβη.

Το Zr⁴⁺ παρουσιάζει αυξητική τάση από τα βασικότερα προς τα οξινότερα μέλη. Η ελάχιστη τιμή του είναι 95 ppm και η μέγιστη 176 ppm. Αυτό το χημικό στοιχείο δεν αντικαθιστά κάποιο άλλο, αλλά αυξάνεται με την διαφοροποίηση έως ότου κρυσταλλωθεί ζιρκόνιο.

Στο παρακάτω διάγραμμα (Σχ. 6.12) έχουν προβληθεί οι συγκεντρώσεις των REE. Η κανονικοποίηση των τιμών τους έγινε με βάση τον Boynton (1984).



**Σχήμα 6.12.** Κανονικοποιημένο διάγραμμα REE των δειγμάτων των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Από το παραπάνω σχήμα κατανομής των REE, γίνεται σαφές ότι οι πλουτωνίτες του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας είναι εμπλουτισμένοι σε LREE σε σχέση με τις HREE.

Όσον αφορά την ανωμαλία Ευ, παρατηρείται ότι όλα τα δείγματα παρουσιάζουν αρνητική ανωμαλία Ευ εκτός από το δείγμα ΝΙΚ2. Το Ευ συγκεντρώνεται στα πλαγιόκλαστα κατά τη κρυστάλλωση και για αυτό δημιουργείται αυτή η ανωμαλία. Το γεγονός ότι το δείγμα ΝΙΚ2 δεν παρουσιάζει αρνητική ανωμαλία Eu, μπορεί να οφείλεται σε συνθήκες υψηλής μερικής πίεσης οξυγόνου (fO2), όπου το δισθενές Eu (Eu²⁺) οξειδώνεται σε τρισθενές (Eu³⁺), συμπεριφέρεται όπως οι MREE και δεν συμμετέχει στο πλέγμα του πλαγιοκλάστου (Drake 1975, Drake & Weill 1975, από Δρακούλης 2019). Όμως, σε χαμηλή μερική πίεση οξυγόνου το Eu²⁺ δεν οξειδώνεται και αντικαθιστά το Sr στο πλαγιόκλαστο. Από τα παρακάτω διαγράμματα (Σχ. 6.13 και Σχ. 6.14), όπου συσχετίζεται το Eu/Eu* με το SiO₂ και το Eu με το Sr αντίστοιγα, γίνεται αντιληπτό ότι το Ευ παρουσιάζει μια σγετικά σταθερή τιμή με τη διαφοροποίηση με μια μικρή αύξηση από τον τύπο HbQzMzD προς τον τύπο HbQzD. Επίσης, παρατηρείται θετική συσχέτιση με το Sr, γεγονός που σημαίνει ότι ο αποχωρισμός του Ε<br/>υ εξαρτάται από το  ${\rm Eu}^{2^+}$ και όχι από το  ${\rm Eu}^{3^+}.$  Όσο<br/>ν αφορά την μη ύπαρξη ανωμαλίας Ευ στο δείγμα ΝΙΚ2, μπορεί να οφείλεται στη συμμετοχή πλαγιοκλάστου και κεροστίλβης, αφού η συμμετοχή διπλάσιου ποσοστού πλαγιοκλάστου σε σχέση με την κεροστίλβη, δημιουργεί ασήμαντη ανωμαλία Eu (Hanson 1978, από Κορωναίος 1991).



**Σχήμα 6.13.** Διάγραμμα μεταβολής του Eu/Eu* ως προς SiO₂. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



Σχήμα 6.14. Διάγραμμα μεταβολής του Ευ ως προς Sr. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Το ΣREE κυμαίνεται από 83,17 έως 168,78 ppm. Στο επόμενο διάγραμμα (Σχ. 6.15) γίνεται συσχέτιση του ΣREE με το SiO₂. Γίνεται αντιληπτό ότι το ΣREE αυξάνεται με τη διαφοροποίηση από τον τύπο HbQzMzD προς τον HbQzD και κατόπιν μειώνεται προς τον τύπο BiGrd. Άρα, εξάγεται το συμπέρασμα στο στάδιο από τον HbQzMzD προς τον HbQzD οι REE εμπλουτίζονται στο τήγμα και κατόπιν αυτές εμπλουτίζονται στη στερεή φάση. Στην πρώτη περίπτωση λοιπόν, συμπεριφέρονται ως ασυμβίβαστα ιχνοστοιχεία, ενώ στη δεύτερη ως συμβιβαστά. Αυτό σημαίνει ότι τα επουσιώδη ορυκτά (απατίτης, τιτανίτης, ζιρκόνιο) ελέγχουν τη διαφοροποίηση στο στάδιο που οι REE συμπεριφέρονται ως συμβιβαστές.



**Σχήμα 6.15.** Διάγραμμα μεταβολής του ΣREE ως προς SiO₂. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Στο διάγραμμα (La/Lu)n ως προς SiO₂ (Σχ. 6.16) φαίνεται μια αυξητική τάση από τον HbQzMzD προς τον HbQzD που κατόπιν στον BiGrd μειώνεται για να πάρει τιμές παραπλήσιες με τον πρώτο τύπο. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι ο HbQzD συγκεντρώνει στη στερεά φάση περισσότερες HREE και το τήγμα εμπλουτίζεται σε LREE, σε σχέση με τους άλλους 2 πετρογραφικούς τύπους.



Σχήμα 6.16. Διάγραμμα μεταβολής (La/Lu)n ως προς SiO₂. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Τέλος, τα δείγματα των πλουτωνιτών κανονικοποιήθηκαν και συγκρίθηκαν με τον πρωταρχικό μανδύα, κατά McDonough et al. (1992) (Σχ. 6.17). Από το διάγραμμα φαίνεται ότι όλα τα δείγματα παρουσιάζουν αρνητική ανωμαλία στα στοιχεία Nb και Τα, ενώ ο Pb παρουσιάζει πολύ υψηλή θετική ανωμαλία. Αυτή η εικόνα είναι τυπική για μάγματα που συνδέονται με ζώνες υποβύθισης (Bonev et al. 2019). Αρνητική ανωμαλία παρουσιάζουν επίσης τα στοιχεία Ba και Ti, ενώ το Tb και το Y έχουν αρκετά χαμηλές τιμές. Γενικότερα, το σχήμα κατανομής είναι παρόμοιο για όλους τους πετρογραφικούς τύπους, γεγονός που υποδηλώνει ότι τα πετρώματα είναι συμμαγματικά.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 6.17. Πολυστοιχειακό διάγραμμα των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας, το οποίο είναι κανονικοποιημένο ως προς τον πρωταρχικό μανδύα κατά McDonough et al. (1992). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



## 7.1 Η ΑΣΒΕΣΤΑΛΚΑΛΙΚΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ

Από το διάγραμμα (Na₂O + K₂O) – CaO ως προς SiO₂ των Frost et al. (2001) (Σχ. 7.1.1) φαίνεται ότι οι πλουτωνίτες ανήκουν στην ασβεσταλκαλική σειρά, (μόνο ένα δείγμα, NIK3, προβάλλεται στην αλκαλι-ασβεστιτική σειρά). Όσο προχωράει η διαφοροποίηση, η τιμή της σχέσης (Na₂O + K₂O) – CaO αυξάνεται.

Στο διάγραμμα K₂O ως προς SiO₂ (Σχ. 7.1.2) των Peccerillo and Taylor (1976), τα δείγματα κατατάσσονται στην υψηλού K ασβεσταλκαλική σειρά, εκτός από δύο (NIK1 και NIK2) που προβάλλονται στην ασβεσταλκαλική σειρά.

Τέλος, στο διάγραμμα A/NK – ASI (Σχ. 7.1.3) των Frost et al. (2001) όλα τα δείγματα των πλουτωνιτών προβάλλονται στο πεδίο των μεταργιλικών πετρωμάτων.



**Σχήμα 7.1.1.** Διάγραμμα (Na₂O + K₂O) – CaO ως προς SiO₂ των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας (Frost et al. 2001). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



**Σχήμα 7.1.2.** Διάγραμμα K₂O ως προς SiO₂ των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας (Peccerillo and Taylor 1976). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



**Σχήμα 7.1.3.** Διάγραμμα Α/ΝΚ - ΑSΙ των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας (Frost et al. 2001). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

7.2 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Είναι γνωστό ότι συγκεκριμένοι τύποι πετρωμάτων συνδέονται με συγκεκριμένα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. Για αυτόν τον λόγο έχουν κατασκευαστεί διάφορα διαγράμματα συσχέτισης των πετρωμάτων με το γεωτεκτονικό περιβάλλον από το οποίο προήλθαν. Η συσχέτιση αυτή βασίζεται κυρίως στις αναλύσεις και την επεξεργασία των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων των πετρωμάτων.

Όπως προαναφέρθηκε, οι πλουτωνίτες του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας είναι ασβεσταλκαλικά έως υψηλού Κ ασβεσταλκαλικά, μεταργιλικά πετρώματα. Η γένεση τέτοιων πετρωμάτων σχετίζεται με περιβάλλοντα σύγκρουσης λιθοσφαιρικών πλακών και ειδικότερα σε ζώνες κατάδυσης (Wilson 1989). Άρα η γένεση αυτών των πλουτωνιτών έλαβε χώρα είτε σε νησιωτικό τόξο, είτε σε ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, είτε σε περιβάλλον σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών.

Για τον προσδιορισμό του περιβάλλοντος γένεσης των δύο αυτών πλουτωνιτών κατασκευάστηκαν διαγράμματα με βάση μερικά κύρια στοιχεία και μερικά ιχνοστοιχεία. Τέσσερα από αυτά απεικονίζονται στο Σχ. 7.2.1 και έγιναν σύμφωνα με τους Pearce et al. (1984). Οι συντομογραφίες των ερευνητών αυτών για τα διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα είναι :

- <u>ORG.</u> Αναφέρεται σε γρανιτικά πετρώματα που δημιουργήθηκαν σε περιβάλλον μεσοωκεάνειας ράχης. Η σύσταση των πετρωμάτων αυτών είναι θολεϊτική.
- <u>VAG.</u> Αναφέρεται σε γρανιτικά πετρώματα που δημιουργήθηκαν σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου και είναι είτε ωκεάνια είτε ηπειρωτικά με σύσταση από θολεϊτική έως ασβεσταλκαλική και σωσσονιτική.
- <u>WPG.</u> Αναφέρεται σε ενδοπλακικούς γρανίτες.
- <u>COLG.</u> Είναι γρανίτες που σχηματίστηκαν σε περιβάλλον σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών. Η πρόθεση ''syn'' σημαίνει ότι οι γρανίτες είναι συντεκτονικοί, ενώ η πρόθεση ''post'' ότι είναι μετατεκτονικοί. Στα συγκεκριμένα διαγράμματα δεν διαχωρίζεται η κατηγορία ''post'' γιατί μπορεί να προβληθεί στα πεδία VAG, syn-COLG και WPG ανάλογα με τον εμπλουτισμό του μανδυακού υλικού σε διάφορα στοιχεία και ανάλογα με την αναλογία μανδυακού και φλοιικού υλικού που υπήρχε στο μάγμα (Pearce at al. 1984, από Δρακούλης 2019).



Σχήμα 7.2.1. Προβολή των δειγμάτων των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας στα διαγράμματα των Pearce et al. (1984). Πάνω αριστερά Nb ως προς Y, πάνω δεξιά Rb ως προς Yb + Nb, κάτω αριστερά Rb ως προς Y + Nb και κάτω δεξιά Ta ως προς Yb. ORG: γρανίτες μεσοωκεάνιων ράχεων, VAG: γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες και syn-COLG: γρανίτες σε περιβάλλον σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Σύμφωνα με τα παραπάνω διαγράμματα, όλα τα δείγματα των πλουτωνιτών προβάλλονται στο πεδίο VAG, δηλαδή στους γρανίτες ηφαιστειακού τόξου.

Στο διάγραμμα R1 – R2, που ακολουθεί (Σχ. 7.2.2), των Batchelor & Bowden (1985), τα δείγματα του πλουτωνίτη του Φλαμουρίου προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών που σχηματίστηκαν από προτεκτονικές διαδικασίες (pre-plate collision), ενώ τα δείγματα του πλουτωνίτη της Νικόκλειας προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών που σχηματίστηκαν με ανύψωση μετά από σύγκρουση (post-collision uplift). Το έγκλεισμα του πλουτωνίτη του Φλαμουρίου προβάλλεται ενδιάμεσα από τα δύο παραπάνω πεδία.



Σχήμα 7.2.2. Προβολή των δειγμάτων των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας στο διάγραμμα R1 – R2 των Batchelor & Bowden (1985), όπου R1 = 4Si – 11(Na + K) – 2(Fe + Ti) και R2 = 6Ca + 2Mg + Al. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Δύο ακόμα σημαντικά διαγράμματα είναι αυτά των Harris et al. (1986), στα οποία η διάκριση γίνεται με βάση τρία ιχνοστοιχεία, το Rb, το Hf και το Ta. Στα συγκεκριμένα διαγράμματα διαχωρίζονται οι συντεκτονικοί από τους μετατεκτονικούς γρανίτες, καθώς και οι γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, μεσοωκεάνιων ράχεων και αυτοί που προέρχονται από ενδοπλακικό μαγματισμό. Στο διάγραμμα Rb/30 – Hf – 3*Ta (Σχ. 7.2.3) και στο διάγραμμα Rb/10 – Hf – 3*Ta (Σχ. 7.2.4) τα δείγματα των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου.

Στα διαγράμματα των Maniar & Picolli (1989), η διάκριση των πετρωμάτων γίνεται με βάση τρία οξείδια κύριων στοιχείων, του CaO, του MgO και του FeOtotal. Τα πεδία που χωρίζονται τα διαγράμματα αυτά είναι το POG: μετα-ορογενετικά γρανιτοειδή, το RRG: γρανιτοειδή που σχετίζονται με ρήξη, το CEUG: επι-ορογενετικά γρανιτοειδή που σχετίζονται με πάχυνση φλοιού, IAG: γρανιτοειδή νησιωτικού τόξου, CAG: γρανιτοειδή ηπειρωτικού τόξου και CCG: γρανιτοειδή ηπειρωτικής σύγκρουσης. Στα δύο διαγράμματα που προβλήθηκαν τα δείγματα του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας (Σχ. 7.2.5 και 7.2.6), αυτά βρίσκονται στο πεδίο IAG + CAG + CCG, χωρίς ωστόσο να μπορεί να γίνει κάποια διάκριση μεταξύ αυτών των τριών.



**Σχήμα 7.2.3.** Προβολή των δειγμάτων των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας στο διάγραμμα Rb/30 - Hf - 3*Ta, τροποποιημένο από Harris et al. (1986). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



Σχήμα 7.2.4. Προβολή των δειγμάτων των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας στο διάγραμμα Rb/10 - Hf - 3*Ta, τροποποιημένο από Harris et al. (1986). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



Σχήμα 7.2.5. Διάγραμμα FeOtotal ως προς MgO, στο οποίο προβάλλονται τα δείγματα των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας. Όλα τα δείγματα είναι στο πεδίο IAG + CAG + CCG (Maniar & Picolli 1989). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



Σχήμα 7.2.6. Διάγραμμα FeOtotal + MgO ως προς CaO, στο οποίο προβάλλονται τα δείγματα των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας. Όλα τα δείγματα είναι στο πεδίο IAG + CAG + CCG εκτός από το έγκλεισμα που είναι στο POG (Maniar & Picolli 1989). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Τέλος, σημαντική διάκριση των διάφορων γεωτεκτονικών περιβαλλόντων γίνεται από τα διαγράμματα των Gorton & Schandl (2002), με βάση τα ιχνοστοιχεία Th, Ta, Yb και Hf και τις μεταξύ τους αναλογίες. Στα δύο από τα τέσσερα διαγράματα γίνεται διάκριση μεταξύ ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων και ενδοπλακικών ζωνών μαγματισμού. Στα υπόλοιπα δύο γίνεται διάκριση μεταξύ διαφόρων γεωτεκτονικών περιβαλλόντων όπως τα νησιωτικά τόξα, τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια, ο ενδοπλακικός μαγματισμός και οι βασάλτες μεσοωκεάνιων ράχεων. Όλα τα δείγματα των πλουτωνιτών του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας ανήκουν στο πεδίο των ενεργών ηπειρωτικώ διάκριση μεταξύ τους αναλογίες.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



**Σχήμα 7.2.7.** Προβολή των δειγμάτων των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας στα διαγράμματα των Gorton & Schandl (2002). Πάνω αριστερά διάγραμμα Th/Ta ως προς Yb, πάνω δεξιά διάγραμμα Th ως προς Ta, κάτω αριστερά διάγραμμα Th/Hf ως προς Ta/Hf και κάτω δεξιά διάγραμμα Th/Ta ως προς Ta/Yb. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Με βάση όλα τα παραπάνω, φαίνεται ότι τα πετρώματα σχετίζονται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου. Για να εξακριβωθεί αυτό, αυτά συγκρίθηκαν με άλλα πετρώματα από γνωστά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων και νησιώτικων τόξων (Σχ. 7.2.8 και Σχ. 7.2.9), όπου γίνεται φανερό ότι το μοτίβο τους ταιριάζει με αυτό των πετρωμάτων ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου.



Σχήμα 7.2.8. Πολυστοιχειακό διάγραμμα σύγκρισης (McDonough et al. 1992) των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας (ροζ περιοχή) με ασβεσταλκαλικά πετρώματα ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου από την Χιλή () (Pearce et al. 1984) και το Περού (πράσινη περιοχή) (Pitcer et al. 1985).



Σχήμα 7.2.8. Πολυστοιχειακό διάγραμμα σύγκρισης (McDonough et al. 1992) των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας (ροζ περιοχή) με ασβεσταλκαλικά πετρώματα νησιώτικου τόξου από την Τζαμάικα (*) (Pearce et al. 1984), από την ΝΔ Αλάσκα (γαλάζια περιοχή) (Hill et al. 1981) και από τον Καναδά (γκρι περιοχή) (Janser 1994).

7.3 ΕΞΕΛΙΞΗ ΚΑΙ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Με σκοπό την εύρεση της πιθανής διαδικασίας εξέλιξης που έδωσε τους πλουτωνίτες του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας, έγινε μια σειρά παρατηρήσεων και πειραματικών μοντέλων κρυστάλλωσης. Η έντονη παρουσία εγκλεισμάτων σε όλη την επιφάνεια των πλουτωνικών όγκων, όπως επίσης και η παρουσία βελονοειδή απατίτη, που δείχνει γρήγορη ψύξη, άρα μείξη ενός ζεστού βασικού μάγματος με ένα μάγμα όξινης σύστασης, δείχνουν ότι η διαδικασία εξέλιξης των πλουτωνιτών πρέπει να είναι η μείξη δυο διαφορετικών μαγμάτων με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση. Ο συνδυασμός αυτός είναι συνηθισμένος μηχανισμός μαγματικής διαφοροποίησης και ονομάζεται MFC (Mixing – Fractional Crystallization) (Poli 1992). Όλα αυτά επιβεβαιώνονται από τα μοντέλα εξέλιξης των πλουτωνιτών που θα αναλυθούν παρακάτω. Από τα μοντέλα επίσης, βρέθηκε ότι η διαδικασία αυτή εξελίχθηκε σε 2 στάδια, καθώς η ύπαρξη ενός μόνο σταδίου δεν μπορεί να εξηγήσει την πορεία εξέλιξης των πλουτωνιτών.

Το βασικό μάγμα αντιπροσωπεύεται από το έγκλεισμα του Φλαμουρίου (FL5E) το οποίο πρέπει να έχει μανδυακή προέλευση αφού το ποσοστό του SiO₂ είναι 55,82 % και είναι το λιγότερο εξελιγμένο δείγμα. Όσον αφορά το όξινο μάγμα, αυτό πρέπει να είναι οξινότερο από τον BiGrd, ώστε με την διαδικασία της μείξης να προκύψει ο τελευταίος. Στον ελληνικό χώρο της Σερβομακεδονικής Μάζας τέτοιο όξινο πέτρωμα με παρόμοια ηλικία δεν υπάρχει. Έτσι σαν όξινο μειγνυόμενο μάγμα χρησιμοποιήθηκε ο γρανίτης του Štip του κεντρικού τμήματος της Σερβομακεδονικής Μάζας της πόλης του Στιπ (Antić 2016). Αυτός έχει ηλικία 304 ± 3 Ma και προέρχεται από περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Η πιθανή προέλευση αυτού του μάγματος θα αναλυθεί παρακάτω.

Για τον προσδιορισμό της εξελικτικής πορείας των μαγμάτων που έδωσαν τους δυο πλουτωνικούς όγκους, χρησιμοποιήθηκαν οι μαθηματικές εξισώσεις του DePaolo (1981). Τα δυο βασικότερα δείγματα (FL5E και NIK3), έχουν ίδιο μοτίβο στο πολυστοιγειακό διάγραμμα, οπότε πρέπει να είναι το ίδιο μάγμα (Σχ. 7.3.1). Ως αργικό μάγμα για τις εξισώσεις (C₀) θεωρήθηκε το δείγμα FL5E, αφού έχει το μικρότερο ποσοστό SiO2 ανάμεσα στα δυο. Το μάγμα που μειγνύεται (Ca) είναι ο γρανίτης του Štip. Στο πρώτο στάδιο (MFC-1) το δείγμα FL5E με μείξη και κλασματική κρυστάλλωση δίνει το δείγμα NIK2 (CL). Έπειτα στο δεύτερο στάδιο (MFC-2), το δείγμα NIK2 (C₀), συνεχίζει να μειγνύεται με το μάγμα του γρανίτη του Štip (C_a), για να προκύψει το δείγμα FL50 (CL). Η τιμή του λόγου του r, που είναι ο λόγος του ρυθμού μείξης προς τον ρυθμό κλασματικής κρυστάλλωσης, δοκιμάστηκε για όλους τους συνδυασμούς F = 1 - 0.6 (κλάσμα του υπολειματικού τήγματος). Στο MFC-1 το r μπορεί να πάρει τιμές από 0,15-0,3 ενώ στο MFC-2, το r μπορεί να πάρει τιμές από 0.35 - 0.45 με F = 1 - 0.1. Αυτό είναι λογικό αφού το r παίρνει μεγαλύτερες τιμές για όμοια μάγματα. Για κάθε έναν συνδυασμό από τους παραπάνω, οι καμπύλες των τιμών D (ολικός συντελεστής κατανομής) για κάθε ιχνοστοιχείο, πρέπει να φτάσουν την συγκέντρωση του ιχνοστοιγείου στο διάγραμμα ξεκινώντας από το αρχικό μάγμα. Από όλους τους συνδυασμούς που δοκιμάστηκαν αυτοί που εξηγούν καλύτερα την διαδικασία εξέλιξης των πλουτωνιτών είναι για το MFC-1 : F = 0,6 (δηλαδή 40 % κρυστάλλωση) και r = 0,2 ενώ για το MFC-2 είναι : F = 0,4 και r = 0,4. Όλα τα παραπάνω απεικονίζονται στον Πίν. 7.3.1.

**Πίνακας 7.3.1.** Παράμετροι υπολογισμού των μοντέλων εξέλιξης, όπου  $C_0 = συγκέντρωση$  αρχικού δείγματος,  $C_L = συγκέντρωση$  τελικού δείγματος,  $C_a = συγκέντρωση$  δείγματος που προκύπτει από τη μείξη και r = ρυθμός μείξης προς ρυθμός κλασματικής κρυστάλλωσης.

							D				
	$C_0$	CL	Ca	r	V	Ga	Rb	Sr	Ba	Nb	Zr
MFC-1	FL5E	NIK2	Štip	0,2	1,5	0,3	1,55	0,6	1,52	2,2	1,33
MFC-2	NIK2	FL50	Štip	0,4	1,0	1,18	0,72	1,04	1,13	0,72	0,84

Πίνακας 7.3.1. Συνέχεια.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

							D				
	$C_0$	CL	Ca	r	Y	La	Th	Pb	U	Hf	Та
MFC-1	FL5E	NIK2	Štip	0,2	2,2	0,35	1,82	0,48	2,6	1,08	2,1
MFC-2	NIK2	FL50	Štip	0,4	0,64	1,66	1,78	1,44	1,84	1,1	1,14

Όλες οι τιμές του ολικού συντελεστή κατανομής (D) που προσδιορίστηκαν παραπάνω, έρχονται σε συμφωνία με την σειρά κρυστάλλωσης των ορυκτών των πλουτωνιτών όπως αυτή φαίνεται τόσο από ορυκτολογικά όσο και από γεωχημικά κριτήρια.

Στα επόμενα διαγράμματα (Σχ. 7.3.2 – Σχ. 7.3.7) φαίνονται όλα τα παραπάνω μαζί με τις καμπύλες εξελικτικής πορείας των μαγμάτων.



Σχήμα 7.3.1. Πολυστοιχειακό διάγραμμα των δυο βασικότερων δειγμάτων, FL5E και NIK3, των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας, όπου φαίνεται η ομοιότητα τους (McDonough et al. 1992). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.



**Σχήμα 7.3.2.** Προβολή των ιχνοστοιχείων V ως προς Ga/V, Rb/V και Sr/V. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1. MFC-1 : μαύρη καμπύλη, MFC-2 : κόκκινη καμπύλη, γρανίτης του Štip : ( $\diamondsuit$ ).



**Σχήμα 7.3.3.** Προβολή των ιχνοστοιχείων V ως προς Ba/V, Nb/V και Zr/V. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1 και Σχήμα 7.3.2.



**Σχήμα 7.3.4.** Προβολή των ιχνοστοιχείων V ως προς Y/V, La/V και Th/V. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1 και Σχήμα 7.3.2.



**Σχήμα 7.3.5.** Προβολή των ιχνοστοιχείων V ως προς Pb/V, U/V και Hf/V. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1 και Σχήμα 7.3.2.



**Σχήμα 7.3.6.** Προβολή των ιχνοστοιχείων V ως προς Ta/V. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1 και Σχήμα 7.3.2.

Από τα παραπάνω διαγράμματα φαίνεται ότι τα μοντέλα εξέλιξης που προτάθηκαν εξηγούν την υπόθεση ότι η διαδικασία εξέλιξης των πλουτωνιτών είναι MFC και ότι αυτή έγινε σε 2 στάδια. Οι μεγάλες διαφορές των D των δύο σταδίων, σε μερικά ιχνοστοιχεία είναι λογικές αφού εξηγούνται από την παρουσία ή την απουσία μερικών ορυκτών. Για παράδειγμα, τα D του Nb και του Y είναι αυξημένα στο MFC-1 αφού υπάρχουν κυρίως στην κεροστίλβη, ενώ είναι αρκετά χαμηλότερα στο MFC-2, όπου η παρουσία της κεροστίλβης είναι μηδαμινή ή/και μηδενική. Αντίστοιχα, το D του Ga είναι αυξημένο στο MFC-2, εξαιτίας της εντονότερης παρουσίας πλαγιοκλάστων, το D του La αυξημένο στο MFC-2 και τάς του βιοτίτη και των K-αστρίων και τέλος το D του Ta αυξημένο στο MFC-1 εξαιτίας της παρουσίας ρουτιλίου.

Όσον αφορά την προέλευση των δυο μαγμάτων που μείχθηκαν, όπως προαναφέρθηκε, το βασικό μάγμα του εγκλείσματος του Φλαμουρίου, δείχνει να έχει μανδυακή προέλευση. Αυτό φαίνεται τόσο από το χαμηλό ποσοστό του σε SiO₂, όσο και από διάφορα ιστολογικά και ορυκτολογικά κριτήρια.

Το όξινο μάγμα του γρανίτη του Štip με ποσοστό SiO₂ 69,10 % πρέπει να έχει φλοιική προέλευση αφού δεν αναφέρονται προϊόντα διαφοροποίησης ενός βασικού μάγματος στην ευρύτερη περιοχή. Για την εύρεση της πιθανής πηγής προέλευσης του όξινου αυτού μάγματος, χρησιμοποιήθηκε μια μεγάλη ΄΄τράπεζα΄΄ από αναλύσεις πειραματικών τηγμάτων, όπως γνεύσιων, τοναλιτών, αμφιβολιτών, βασαλτών, ανδεσιτών, πηλιτών και γραουβάκων, σε διάφορες πιέσεις και θερμοκρασίες. Όπως φαίνεται στα παρακάτω σχήματα (Σχ. 7.3.7 και Σχ. 7.3.8), η πιθανή πηγή προέλευσης αυτού του μάγματος είναι είτε από μερική τήξη αμφιβολιτών σε P = 16 kbar και T =900 – 1.025 °C, είτε από μερική τήξη χαμηλού-Κ ασβεστιτικών αμφιβολιτών σε P = 10kbar και T = 900 - 925 °C, είτε από μερική τήξη ανδεσιτών σε P = 7 kbar και T = 1.000°C. Όλα τα παραπάνω μπορούν να παράγουν τήγματα με ποσοστό SiO₂ = 62,5 – 70,0 %.



**Σχήμα 7.3.7.** Προβολή του δείγματος του γρανίτη του Štip στο διάγραμμα Al – (K + Na + 2Ca) ως προς Fe + Mg + Ti. Τα πειραματικά δεδομένα προβάλλονται με (+) (Beard & Lofgren 1991, Wolf & Wyllie 1994, Johannes & Holtz 1996). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 7.3.2.



**Σχήμα 7.3.8.** Προβολή του δείγματος του γρανίτη του Štip στο μοριακό διάγραμμα  $Al_2O_3$ - (Na₂O + K₂O + CaO) - Na₂O + K₂O - CaO + FeO + MgO. Τα πειραματικά δεδομένα προβάλλονται με (+) (Johannes & Holtz 1996). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 7.3.2.

## 8. ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ - ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Π.Θ

Σε αρκετές περιπτώσεις, οι ορυκτολογικές παραγενέσεις των πλουτωνικών πετρωμάτων, είναι κατάλληλες για να προσδιοριστούν η πίεση (P), η θερμοκρασία (T), το περιεχόμενο νερού του μάγματος (H₂O) καθώς και η μερική πίεση οξυγόνου (f O₂) όπου αυτά σχηματίστηκαν. Για τον λόγο αυτό πολλοί ερευνητές έχουν αναπτύξει μοντέλα και μαθηματικές μεθόδους, που επιτρέπουν τον προσδιορισμό αυτών των μεταβλητών με αρκετά ικανοποιητική προσέγγιση. Έτσι, αν οι μέθοδοι αυτές προσδιορίζουν μόνο την πίεση, τότε ονομάζονται γεωθερμομετρία, ενώ αν υπολογίζουν μαζί και τα δύο μεγέθη τότε ονομάζονται γεωθερμομετρία.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν τόσο γεωβαρομετρικές μέθοδοι από διάφορους ερευνητές ξεχωριστά, όσο και γεωθερμοβαρομετρικές μέθοδοι. Για τις τελευταίες, χρησιμοποιήθηκε μια υπολογιστική εφαρμογή του Sayari (2016) που βασίζεται στο γεωθερμοβαρόμετρο αμφιβόλου – πλαγιοκλάστου και χρησιμοποιεί 4 θερμομετρικά και 6 βαρομετρικά μοντέλα. Το πλεονέκτημα της εφαρμογής αυτής είναι η δι-μεταβλητότητα της, δηλαδή ο ταυτόχρονος υπολογισμός τόσο της πίεσης όσο και της θερμοκρασίας σε συνδυασμό. Επίσης από την συγκεκριμένη εφαρμογή υπολογίζεται και το περιεχόμενο νερό του μάγματος και η μερική πίεση οξυγόνου.

## 8.1 ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ BiGrd

Όπως αναφέρθηκε, για τον προσδιορισμό της πίεσης χρησιμοποιήθηκαν βαρομετρικές μέθοδοι μεμονωμένα από διάφορους ερευνητές. Αυτές είναι 4 και περιλαμβάνουν μόνο τα γεωβαρόμετρα αμφιβόλου. Η πρώτη μέθοδος είναι αυτή των Hammarstrom & Zen (1986), η οποία βασίζεται στην μαθηματική εξίσωση:

$$P = -3,92 + 5,03 * Al_{tot} (\pm 3 \text{ kbars})$$

Το  $Al_{tot}$  είναι το ολικό αργίλιο της δομής της αμφιβόλου ( $Al^{iv} + Al^{vi}$ ) όπως αυτό υπολογίστηκε από τον μικροαναλυτή με βάση τα 23  $O_2$ .

Η δεύτερη μέθοδος είναι αυτή των Hollister et al. (1987), η οποία χρησιμοποιεί την μαθηματική εξίσωση:

$$P = -4,76 + 5,64 * Al_{tot} (\pm 1 \text{ kbar})$$

Τα σύμβολα παραμένουν ίδια με τα παραπάνω.

Μια τρίτη μαθηματική μέθοδος είναι αυτή που αναπτύχθηκε από τους Johnson & Rutherford (1989). Ο τύπος αυτής της μεθόδου, με συμβολισμό όπως τους παραπάνω είναι:

$$P = -3,46 + 4,23 * Al_{tot} (\pm 0,5 \text{ kbar})$$

Τέλος, η τέταρτη μέθοδος είναι αυτή του Schmidt (1992), με τύπο:

 $P = -3,01 + 4,76 * Al_{tot} (\pm 0,6 \text{ kbar})$ 

Από όλα τα παραπάνω προέκυψε ο Πιν. 8.1.1 στον οποίο παρατίθενται οι διάφορες τιμές πιέσεων (Ρ), που δίνονται από τους προαναφερθείσες ερευνητές, σύμφωνα με τις ορυκτολογικές αναλύσεις των αμφιβόλων του πλουτωνίτη του Φλαμουρίου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

**Πίνακας 8.1.1.** Τιμές πιέσεων (P) σε kbar του πλουτωνίτη του Φλαμουρίου με βάση τα διάφορα γεωβαρόμετρα αμφιβόλου.

	Hammarstrom & Zen	Hollister et al.	Johnson & Rutherford	Schmidt
P (kbar)	4,5	4,7	3,6	5,0

Όπως παρατηρείται για τον BiGrd του Φλαμουρίου, η ελάχιστη πίεση που δόθηκε είναι 3,6 kbar από το γεωβαρόμετρο των Johnson & Rutherford (1989), ενώ η μέγιστη είναι 5,0 kbar από το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992). Η μέση τιμή που γίνεται δεκτή είναι 4,5 kbar.

Για την εύρεση της θερμοκρασίας και της πίεσης ταυτόχρονα χρησιμοποιήθηκε η εφαρμογή του Sayari (2016). Αυτή η εφαρμογή χρησιμοποιεί ως γεωβαρόμετρα τα 4 παραπάνω, καθώς και 2 ακόμα μεθόδους οι οποίες δεν λήφθηκαν υπ' όψη στην παρούσα εργασία. Ως γεωθερμόμετρα χρησιμοποιούνται 4 θερμομετρικά μοντέλα από τα οποία χρησιμοποιήθηκε μόνο αυτό των Ridolfi et al. (2010), το οποίο ενδείκνυται για ασβεσταλκαλικά μάγματα σε συνθήκες κρυστάλλωσης < 40 km. Τα συνδυασμένα γεωθερμοβαρομετρικά αποτελέσματα της εφαρμογής αυτής φαίνονται στον Πιν. 8.1.2.

Πίνακας 8.1.2. Τιμές πιέσεων και θερμοκρασιών σε kbar και °C αντίστοιχα με βάση την εφαρμογή του γεωθερμοβαρομέτρου του Sayari (2016).

Παράμετρος	Γεω- θερμόμετρο	Hammarstrom & Zen	Hollister et al.	Johnson & Rutherford	Schmidt
P (kbar)	al. (2010)	4,5	4,7	3,6	5,0
T (°C)	Ridolfi et	876	876	876	876

Το παραπάνω γεωθερμόμετρο, μπορεί να εφαρμοστεί για διαφορετικούς τύπους δομής μιας μονής φάσης (αμφίβολος), με σφάλμα  $\pm 22$  °C, και σε όλους τους τύπους ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων, ωκεάνιου ή ηπειρωτικού φλοιού σε P < 1.000 MPa.

Από τον Πίν. 8.1.2 που προέκυψε από την εφαρμογή του Sayari (2016), φαίνεται ότι οι τιμές των πιέσεων, συμφωνούν απόλυτα με τις τιμές που βρέθηκαν χρησιμοποιώντας μόνο το γεωβαρόμετρο αμφιβόλου (Πιν. 8.1.1).

Όσον αφορά τη θερμοκρασία, αυτή είναι 876 °C και αντιπροσωπεύει την θερμοκρασία κρυστάλλωσης του τήγματος.

## 8.2 ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ HbQzMzD

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Χρησιμοποιώντας όλες ακριβώς τις παραπάνω μεθόδους με τα γεωβαρόμετρα και τα γεωθερμόμετρα, προέκυψαν οι αντίστοιχες τιμές πιέσεων και θερμοκρασιών για τον HbQzMzD (Πιν. 8.2.1 και Πιν. 8.2.2), που υπάρχει ως έγκλεισμα μέσα στον πλουτωνίτη του Φλαμουρίου.

**Πίνακας 8.2.1.** Τιμές πιέσεων (P) σε kbar του εγκλείσματος του πλουτωνίτη του Φλαμουρίου με βάση τα διάφορα γεωβαρόμετρα αμφιβόλου.

	Hammarstrom & Zen	Hollister et al.	Johnson & Rutherford	Schmidt
P (kbar)	4,4	4,6	3,6	4,9

Όπως παρατηρείται από τον παραπάνω πίνακα η ελάχιστη πίεση που δόθηκε για τον HbQzMzD είναι 3,6 kbar από το γεωβαρόμετρο των Johnson & Rutherford (1989), ενώ η μέγιστη τιμή είναι 4,9 kbar από το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992). Η μέση τιμή είναι 4,4 kbar. Αυτές οι τιμές είναι όμοιες με τις τιμές των πιέσεων του BiGrd στον οποίο εγκλείεται.

**Πίνακας 8.2.2.** Τιμές πιέσεων και θερμοκρασιών σε kbar και °C αντίστοιχα αντίστοιχα με βάση την εφαρμογή του γεωθερμοβαρομέτρου του Sayari (2016).

Παράμετρος	Γεω- θερμόμετρο	Hammarstrom & Zen	Hollister et al.	Johnson & Rutherford	Schmidt
P (kbar)	al. (2010)	4,4	4,6	3,6	4,9
T (°C)	Ridolfi et	1.043	1.043	1.043	1.043

Από τον Πιν. 8.2.2 φαίνεται ότι οι τιμές των πιέσεων είναι ίδιες με τις τιμές των πιέσεων που προέκυψαν από τον Πιν. 8.2.1. Αναφορικά με τη θερμοκρασία, αυτή είναι 1.043 °C. Η τιμή αυτή αφορά τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης του τήγματος και είναι υψηλότερη από τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης του BiGrd. 8.3 ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ HbQzD

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Το αντίστοιχο έγινε και για τον HbQzD της Νικόκλειας με τις τιμές των πιέσεων και των θερμοκρασιών να φαίνονται στους παρακάτω πίνακες (Πιν. 8.3.1 και Πιν. 8.3.2).

**Πίνακας 8.3.1.** Τιμές πιέσεων (P) σε kbar του πλουτωνίτη της Νικόκλειας με βάση τα διάφορα γεωβαρόμετρα αμφιβόλου.

	Hammarstrom & Zen	Hollister et al.	Johnson & Rutherford	Schmidt
P (kbar)	6,2	6,5	5,0	6,5

Η ελάχιστη τιμή πίεσης που δώθηκε είναι 5,0 kbar από το γεωβαρόμετρο των Johnson & Rutherford (1989), ενώ η μέγιστη είναι 6,5 kbar από τα γεωβαρόμετρα των Hollister et al. (1987) και του Shmidt (1992). Ως μέση τιμή πιέσεως, δίνεται αυτή των 6,1 kbar, και είναι μεγαλύτερη τόσο από την μέση τιμή πίεσης του BiGrd, όσο και από του HbQzMzD.

Πίνακας 8.3.2. Τιμές πιέσεων και θερμοκρασιών σε kbar και °C αντίστοιχα αντίστοιχα με βάση την εφαρμογή του γεωθερμοβαρομέτρου του Sayari (2016).

Παράμετρος	Γεω- θερμόμετρο	Hammarstrom & Zen	Hollister et al.	Johnson & Rutherford	Schmidt
P (kbar)	al. (2010)	6,1	6,5	5,0	6,5
T (°C)	Ridolfi et	838	838	838	838

Οι τιμές των πιέσεων του Πιν. 8.3.2 είναι ίδιες με αυτές του Πιν. 8.3.1. Όσον αφορά την θερμοκρασία, αυτή βρέθηκε να είναι 838 °C. Η τιμή αυτή αφορά τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης του τήγματος και είναι παρόμοια με την τιμή της θερμοκρασίας κρυστάλλωσης που δόθηκε για τον BiGrd, ενώ είναι χαμηλότερη από αυτή του HbQzMzD.

Τόσο οι τιμές των θερμοκρασιών όσο και των πιέσεων που βρέθηκαν για τους πλουτωνίτες, επαληθεύονται και από την παρουσία μαγματικού επιδότου αλλά και από την απουσία φαινομένων μεταμόρφωσης επαφής.

Όλες οι τιμές των πιέσεων για όλους τους πετρογραφικούς τύπους, μαζί με τα αντίστοιχα σφάλματα τους, απεικονίζονται στο παρακάτω διάγραμμα (Σχ. 8.3.1).



**Σχήμα 8.3.1.** Τιμές πιέσεων (P) σε kbar με τα αντίστοιχα σφάλματα τους για όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1.

Λαμβάνοντας υπόψιν τα σφάλματα που δίνει κάθε ερευνητής, και οι 3 πετρογραφικοί τύποι κρυσταλλώθηκαν στην ίδια πίεση. Ωστόσο η διαφορά στις πιέσεις μπορεί να υφίσταται και να είναι αποτέλεσμα μιας γενικότερης κλίσης της περιοχής (tilting), η οποία τοποθέτησε τους πλουτωνίτες στο ίδιο επίπεδο (Poli et al. 2020).



Με βάση το χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (1979) τα γρανιτικά πετρώματα διεισδύουν σε μεταμορφωμένο υπόβαθρο Παλαιοζωικής ηλικίας. Βιβλιογραφικά στοιχεία για την ηλικία των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας δεν υπάρχουν. Από αδημοσίευτα, μέχρι στιγμής, δεδομένα και με την μέθοδο χρονολόγησης U – Pb, προκύπτει ότι τα πετρώματα αυτά έχουν ηλικία περίπου 300 Ma, είναι δηλαδή Ερκύνια. Συγκεκριμένα ο πλουτωνίτης του Φλαμουρίου είναι 299 Ma και της Νικόκλειας 297 Ma. Στην Σερβομακεδονική Μάζα δεν έχουν βρεθεί άλλα τέτοια πλουτωνικά πετρώματα ίδιας ηλικίας. Έχουν βρεθεί πετρώματα νεότερης ηλικίας, όπως είναι αυτά της Κερκίνης και της Αρναίας (Poli et al. 2009) με ηλικία 247 Ma και 254-244 Ma αντίστοιχα, αλλά και ο πλουτωνίτης της Βόλβης (Bonev et al. 2018) με ηλικία 240 Ma.

Λαμβάνοντας υπόψιν τις ομοιότητες που υπάρχουν μεταξύ της Μάζας της Ροδόπης και της Σερβομακεδονικής Μάζας, οι πλουτωνίτες συγκρίνονται με πετρώματα της Ροδόπης. Όσον αφορά την τελευταία, που στο μεγαλύτερο μέρος της καταλαμβάνει τμήμα της ΒΑ Ελλάδας και σε μικρότερο βαθμό ένα τμήμα της Ν. Βουλγαρίας, έχουν βρεθεί μεταγρανίτες με παρόμοιες ηλικίες. Με σκοπό την συσχέτιση των Ερκύνιων πετρωμάτων των δύο Μαζών, αλλά και των γεωτεκτονικών περιβαλλόντων, από τα οποία αυτά προέρχονται, έγιναν συγκρίσεις (Σχ. 9.1 και Σχ. 9.2) των πλουτωνιτών του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας, με πετρώματα παρόμοιας ηλικίας από τη Μάζα της Ροδόπης, αλλά και από την Ενότητα Sakar, της Ζώνης Sakar – Standzha, τα δεδομένα των οποίων φαίνονται στον παρακάτω πίνακα (Πιν. 9.1). Όλα τα πετρώματα που χρησιμοποιήθηκαν στις συγκρίσεις, έχουν παρόμοια σύσταση με αυτή των μελετώμενων πλουτωνιτών.

ПЕРІОХН	ΠΕΤΡΟ- ΓΡΑΦΙΚΟΣ ΤΥΠΟΣ	ΗΛΙΚΙΑ	ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΣ ΣΤΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ	ΑΝΑΦΟΡΕΣ
Ενότητα Sakar, NA. Βουλγαρία	Μετα- χαλαζιακός διορίτης	305,8 ± 1,4 Ma	•	Bonev et al. (2019)
Κεντρική Ροδόπη, Β. Ελλάδα	Τοναλίτης	282,7 ± 3,0 Ma		Turpaud (2006)
Κεντρική Ροδόπη, Βουλγαρία	Μεταγρανίτης	300 ± 11 Ma		Peytcheva et al. (2004)
Α. Ροδόπη, ΒΑ. Ελλάδα	Ορθογνεύσιος	300 Ma	$\bigcirc$	Cornelius (2008)
Κεντρική Ροδόπη, Βουλγαρία	Αμφιβολιτικοί Ορθογνεύσιοι	370 – 240 Ma	$\bigtriangledown$	Cherneva & Georgieva (2005)

Πίνακας 9.1. Χαρακτηριστικά πετρωμάτων, με τα οποία έγιναν συγκρίσεις με τους πλουτωνίτες του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας.



Σχήμα 9.1. Πολυστοιχειακό διάγραμμα σύγκρισης των πλουτωνιτών του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας (ροζ περιοχή) με τα πετρώματα του Πιν. 9.1 (αντίστοιχος συμβολισμός). Κανονικοποίηση κατά McDonough et al. (1992).

Από το παραπάνω διάγραμμα, φαίνεται ότι όλα τα πετρώματα ακολουθούν παρόμοιο σχήμα κατανομής και περιεκτικοτήτων με αυτό των πλουτωνιτών του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας, εκτός των αμφιβολιτικών ορθογνευσίων που διαφέρουν στις τιμές των περιεκτικοτήτων. Διακρίνεται σε όλους τους πλουτωνίτες η αρνητική ανωμαλία σε Ta, Nb και Ti, καθώς και η υψηλή θετική ανωμαλία σε Pb, που σημαίνει ότι όλοι προέρχονται από γεωτεκτονικά περιβάλλοντα ζωνών υποβύθισης.



**Σχήμα 9.2.** Κανονικοποιημένο διάγραμμα REE των πλουτωνιτών Φλαμουρίου και Νικόκλειας (ροζ περιοχή) και των πετρωμάτων του Πιν. 9.1. Συμβολισμός όπως στον Πιν. 9.1. Κανονικοποίηση κατά Boynton (1984).
Στο παραπάνω διάγραμμα, διακρίνεται ξεκάθαρα ότι τα συγκρινόμενα δείγματα παρουσιάζουν σχεδόν ένα όμοιο μοτίβο ως προς την κατανομή των REE και ειδικά με τα πλουτωνικά πετρώματα του Φλαμουρίου. Στο διάγραμμα των Peccerillo & Taylor (1976), όλα τα δείγματα κατατάσσονται στην υψηλού Κ ασβεσταλκαλική σειρά και στην ασβεσταλκαλική σειρά, εκτός από ένα που δείχνει προτίμηση στην σωσσονιτική σειρά (Σχ. 9.3). Στο διάγραμμα των Maniar & Piccoli (1989), τα δείγματα κατατάσσονται στα μεταργιλικά πετρώματα και μερικά στα υπεραργιλικά (Σχ. 9.4).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Στα διαγράμματα διάκρισης γεωτεκτονικών περιβαλλόντων των Gorton & Schandl (2002) όλα τα δείγματα ανήκουν στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια και μερικά από αυτά στο περιβάλλον των νησιώτικων τόξων (Σχ. 9.5)



Σχήμα 9.5. Διαγράμματα ταξινόμησης διάφορων γεωτεκτονικών περιβαλλόντων πλουτωνιτών των Φλαμουρίου Νικόκλειας και σε σύγκριση με άλλα πετρώματα. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.1 και τον Πιν. 9.1. Ταξινόμηση κατά Gorton & Schandl (2002).

Τέλος, στα διαγράμματα των Pearce et al. (1984), γίνεται ξεκάθαρο ότι όλα τα πετρώματα προέρχονται από περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου (Σχ. 9.6).



Τα πετρώματα από τη Μάζα της Ροδόπης και από την Ενότητα Sakar που χρησιμοποιήθηκαν για τις συγκρίσεις με τα πλουτωνικά πετρώματα Φλαμουρίου και Νικόκλειας, σχετίζονται με τον μαγματισμό του ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου που δημιουργήθηκε κατά τη διάρκεια του κλεισίματος του ωκεανού της Παλαιοτηθύος (Cornelius 2008, Antić 2016, Bonev et al. 2019). Εξαιτίας της παρόμοιας σύστασης, της παρόμοιας ηλικίας αλλά και της κοντινής απόστασης στην οποία βρίσκονται όλα τα παραπάνω, είναι λογικό να θεωρηθεί ότι και τα πλουτωνικά πετρώματα Φλαμουρίου και Νικόκλειας, δημιουργήθηκαν κατά το κλείσιμο του ωκεανού της Παλαιοτηθύος και την υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού κάτω από το ηπειρωτικό τέμαχος της Ευρασίας.

Τα πλουτωνικά σώματα του Φλαμουρίου και της Νικόκλειας διεισδύουν στην Ενότητα Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής Μάζας. Ο πλουτωνίτης του Φλαμουρίου είναι γρανοδιορίτης, το έγκλεισμα του Φλαμουρίου χαρακτηρίζεται ως χαλαζιακός μονζοδιορίτης, ενώ ο πλουτωνίτης της Νικόκλειας χαρακτηρίζεται ως χαλαζιακός διορίτης. Με βάση και τα φεμικά συστατικά ο πρώτος χαρακτηρίζεται ως βιοτιτικός γρανοδιορίτης (BiGrd), ο δεύτερος ως κεροστιλβικός-χαλαζιακός μονζοδιορίτης (HbQzMzD) και ο τρίτος ως κεροστιλβικός-χαλαζιακός διορίτης (HbQzD).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την γεωχημική εξέταση φαίνεται ο ασβεσταλκαλικός χαρακτήρας των πλουτωνιτών. Είναι όλα μεταργιλικά και έχουν υψηλή περιεκτικότητα σε K₂O. Από το σχήμα κατανομής των REE, φαίνεται ότι τα πετρώματα αυτά είναι συμμαγματικά. Οι αρνητικές ανωμαλίες στο Nb και στο Ta και η υψηλή θετική ανωμαλία στον Pb, στο πολυστοιχειακό διάγραμμα, δείχνουν ότι τα πετρώματα αυτά συνδέονται με περιβάλλον ζώνης υποβύθισης.

Όσον αφορά το γεωτεκτονικό περιβάλλον, από τα διαγράμματα που κατασκευάστηκαν, φαίνεται ότι όλα τα πετρώματα σχηματίστηκαν σε περιβάλλον ζώνης υποβύθισης. Αυτό που δεν έγινε ξεκάθαρο είναι εάν προέρχονται από περιβάλλον νησιωτικών τόξων ή ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων. Από τη σύγκριση με πετρώματα από γνωστά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα (ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου και νησιωτικού τόξου), με παρόμοιο ποσοστό SiO₂, φαίνεται ότι τα πετρώματα πιθανόν προέρχονται από περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου.

Η διαδικασία εξέλιξης των πλουτωνιτών, είναι μίξη μαγμάτων με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση (MFC), η οποία έγινε σε δυο στάδια. Τόσο τα μοντέλα εξέλιξης, όσο και οι τιμές των r και D των ορυκτών, συμφωνούν με τη διαδικασία αυτή. Έτσι ένα βασικό μάγμα, που αντιπροσωπεύεται από τη σύσταση του εγκλείσματος μίχθηκε με ένα όξινο μάγμα. Ως σύσταση αντιπροσωπευτική του όξινου μάγματος θεωρήθηκε ο γρανίτης του Stip. Όσον αφορά την προέλευση των δυο μαγμάτων, το βασικό μάγμα που αντιπροσωπεύεται από το έγκλεισμα του Φλαμουρίου έχει μανδυακή προέλευση. Το όξινο μάγμα, δηλαδή ο γρανίτης του Stip, πρέπει να έχει φλοιική προέλευση. Συγκεκριμένα μέσα από συγκρίσεις διαφόρων πετρωμάτων από πειράματα, βρέθηκε ότι ο γρανίτης του Stip μπορεί να δημιουργήθηκε είτε από μερική τήξη αμφιβολιτών σε P = 16 kbar και T = 900 - 1.025 °C, είτε από μερική τήξη χαμηλού-K ασβεστιτικών αμφιβολιτών σε P = 10 kbar και T = 900 - 925 °C, είτε από μερική τήξη ανδεστιτών σε P = 7 kbar και T = 1.000 °C.

Αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες σχηματίστηκαν οι πλουτωνίτες, αυτές βρέθηκαν ότι είναι 4,5 kbar και 876 °C για τον BiGrd, 4,4 kbar και 1.043 °C για τον HbQzMzD και 6,1 kbar και 838 °C για τον HbQzD αντίστοιχα. Η διείσδυση αυτή των πλουτωνιτών σε μεγάλο βάθος, επιβεβαιώνεται τόσο από την παρουσία μαγματικού επιδότου όσο και από την απουσία φαινομένων μεταμόρφωσης επαφής.

Η ηλικία των πλουτωνιτών είναι 299 Μα για τον πλουτωνίτη του Φλαμουρίου και 297 Μα για τον πλουτωνίτη της Νικόκλειας, είναι δηλαδή Ερκύνιας ηλικίας. Έπειτα

από σύγκριση των πλουτωνιτών με άλλα πλουτωνικά σώματα παρόμοιας ηλικίας και ποσοστό SiO₂ από τη Μάζα της Ροδόπης, φάνηκε τόσο η ομοιότητα τους, όσο και το κοινό γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους. Οπότε τα πετρώματα αυτά πιθανόν σχηματίστηκαν κατά το κλείσιμο του ωκεανού της Παλαιοτηθύος και την υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού κάτω από το ηπειρωτικό τέμαχος της Ευρώπης.



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

11. ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Πετρογραφικά, διακρίνονται 3 τύποι πετρωμάτων. Ο πλουτωνίτης του Φλαμουρίου, που είναι γρανοδιορίτης, το έγκλεισμα του πλουτωνίτη του Φλαμουρίου, που είναι χαλαζιακός μονζοδιορίτης και ο πλουτωνίτης της Νικόκλειας που είναι χαλαζιακός διορίτης. Με ορυκτολογικά κριτήρια, ο πρώτος χαρακτηρίζεται ως βιοτιτικός γρανοδιορίτης (BiGrd), ο τελευταίος κεροστιλβικός – χαλαζιακός διορίτης (HbQzD), ενώ το έγκλεισμα ως κεροστιλβικός – χαλαζιακός μονζοδιορίτης (HbQzD).

Τα ορυκτά όλων των παραπάνω πετρογραφικών τύπων είναι: ο χαλαζίας, το πλαγιόκλαστο, το ορθόκλαστο, ο βιοτίτης και η κεροστίλβη ως κύρια, ενώ ως επουσιώδη είναι ο τιτανίτης, το επίδοτο, ο κλινοζοϊσίτης, ο χλωρίτης, ο απατίτης, το ζιρκόνιο και το ρουτίλιο.

Τα πλαγιόκλαστα έχουν σύσταση ολιγόκλαστου έως όξινου λαβραδορίτη. Στον HbQzD βρέθηκε σύσταση αλβίτη, αλλά αυτό οφείλεται στην έντονη εξαλλοίωση τους. Το ποσοστό τους αυξάνεται από τον HbQzD προς τον BiGrD.

Οι καλιούχοι άστριοι είναι ορθόκλαστα σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Η συμμετοχή τους μειώνεται από τον BiGrd προς τον HbQzD. Σε ορισμένες περιπτώσεις εμφανίζονται μυρμηκιτικά φαινόμενα.

Οι βιοτίτες έχουν σταθερή σύσταση και είναι μαγνησιούχοι. Η χημεία τους δείχνει ότι προέρχονται από έναν ασβεσταλκαλικό τύπο μάγματος.

Οι αμφίβολοι, εμφανίζονται με τη μορφή της κεροστίλβης σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Όλες είναι ασβεστούχες και εντάσσονται στο πεδίο της μαγνησιοκεροστίλβης και ελάχιστες στο πεδίο της σιδηροκεροστίλβης.

Τα επίδοτα εμφανίζονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους και η προέλευση τους είναι τόσο δευτερογενής όσο και μαγματική. Το τελευταίο επιβεβαιώνει την κρυστάλλωση των πλουτωνιτών σε μεγάλα βάθη.

Η εξέταση των κύριων στοιχείων των πλουτωνιτών, έδειξε ότι υπάρχουν γραμμικές συσχετίσεις και ομαλές μεταβάσεις, γεγονός που υποδηλώνει την στενή χημική τους συγγένεια. Όσον αφορά τα ιχνοστοιχεία, οι συγκεντρώσεις τους ελέγχονται κυρίως από τα ορυκτά ορθόκλαστο, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και κεροστίλβη, αφού λόγω παρόμοιας ιοντικής ακτίνας, πολλά από αυτά αντικαθιστούν μερικά κύρια στοιχεία. Έτσι το  $\mathrm{Sc}^{3+}$  και το  $\mathrm{Co}^{2+}$  αντικαθιστούν το  $\mathrm{Fe}^{2+}$  σε βιοτίτη και κεροστίλβη, το  $\mathrm{Cr}^{3+}$  και το  $\mathrm{Vd}^{3+}$  αντικαθιστούν το  $\mathrm{Fe}^{3+}$  σε βιοτίτη και κεροστίλβη, το  $\mathrm{Cr}^{2+}$  αντικαθιστούν το  $\mathrm{Mg}^{2+}$  στα ίδια ορυκτά και το  $\mathrm{Rb}^+$ , το  $\mathrm{Sr}^{2+}$ , το  $\mathrm{Ba}^{2+}$  και ο  $\mathrm{Pb}^{2+}$  αντικαθιστούν το  $\mathrm{K}^+$  σε ορθόκλαστα, πλαγιόκλαστα και βιοτίτη. Ο  $\mathrm{Cu}^+$  και ο  $\mathrm{Zn}^{2+}$  συγκεντρώνονται στα σουλφίδια. Το  $\mathrm{Cs}^+$ , το  $\mathrm{Y}^{3+}$ , το  $\mathrm{Th}^{4+}$ , το  $\mathrm{U}^{4+}$  και το  $\mathrm{Zr}^{4+}$  δεν

αντικαθιστούν κάποιο χημικό στοιχείο λόγω της μεγάλης διαφοράς στις ιοντικές ακτίνες. Ειδικά το τελευταίο, αυξάνεται με τη διαφοροποίηση έως ότου κρυσταλλωθεί το ορυκτό ζιρκόνιο. Το Ga³⁺ και το Ta³⁺ αντικαθιστούν το Al³⁺ σε άστριους και βιοτίτη και τέλος το Nb⁵⁺ και το Hf⁴⁺ αντικαθιστούν το Zr⁴⁺.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα σχήματα κατανομής των διαγραμμάτων των REE είναι σχεδόν όμοια, γεγονός που υποδηλώνει ότι τα πετρώματα είναι συμμαγματικά. Επίσης, οι αρνητικές ανωμαλίες σε Nb και Ta και η υψηλή θετική ανωμαλία σε Pb στα πολυστοιχειακά διαγράμματα δείχνουν ότι τα πετρώματα αυτά σχηματίστηκαν σε περιβάλλον ζωνών υποβύθισης.

Ο χαρακτήρας των πετρωμάτων είναι ασβεσταλκαλικός και είναι όλα μεταργιλικά. Έχουν υψηλό K₂O και ταξινομούνται στις ασβεσταλκαλικές έως υψηλού K ασβεσταλκαλικές σειρές.

Το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των πλουτωνιτών, βρέθηκε να είναι η ζώνη υποβύθισης και συγκεκριμένα προέρχονται από περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου.

Η διαδικασία εξέλιξης των πλουτωνιτών φαίνεται να είναι η μίξη μαγμάτων με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση (MFC). Αυτό συμπεραίνεται από την έντονη παρουσία εγκλεισμάτων σε όλο τον όγκο των πλουτωνιτών και επιβεβαιώνεται από τα μοντέλα εξέλιξης που έγιναν με βάση τις εξισώσεις DePaolo (1981). Έτσι, ένα βασικό μάγμα μίχθηκε με ένα οξινότερο και προέκυψαν οι δυο πλουτωνίτες. Η προέλευση του βασικού μάγματος πρέπει να είναι μανδυακή και είναι το δείγμα FL5E. Η προέλευση του όξινου μάγματος πρέπει να είναι φλοιική. Το μόνο γρανιτικό όξινο πέτρωμα ίδιας ηλικίας είναι ο γρανίτης του Štip, η προέλευση του οποίου βρέθηκε να είναι από μερική τήξη αμφιβολιτών. Οι ολικοί συντελεστές κατανομής που υπολογίστηκαν από τα μοντέλα, έρχονται σε συμφωνία με την σειρά κρυστάλλωσης των ορυκτών, όπως αυτή βρέθηκε από ορυκτολογικά και άλλα γεωχημικά κριτήρια.

Τα γεωβαρόμετρα αμφιβόλου και τα γεωθερμοβαρόμετρα πλαγιοκλάστου – αμφιβόλου έδωσαν μέσες τιμές πίεσης και θερμοκρασίας 4,5 kbar και 876 °C για τον BiGrd, 4,4 kbar και 1.043 °C για τον HbQzMzD και 6,1 kbar και 838 °C για τον HbQzD. Άρα οι πλουτωνίτες διείσδυσαν σε σχετικά μεγάλο βάθος και υψηλές πιέσεις. Αυτό επιβεβαιώνεται και από την παρουσία μαγματικού επιδότου. Οι παραπάνω θερμοκρασίες αφορούν τις θερμοκρασίες κρυστάλλωσης των τηγμάτων.

Η ηλικία των πλουτωνιτών βρέθηκε να είναι περίπου 300 Ma, δηλαδή τα πετρώματα είναι Ερκύνια. Για τον λόγο αυτό συγκρίθηκαν με άλλα Ερκύνια πετρώματα, παρόμοιας ηλικίας και συστάσεως, από τη Μάζα της Ροδόπης. Η επιλογή αυτή έγινε γιατί η Σερβομακεδονική Μάζα είναι στενά συνδεδεμένη με τη Μάζα της Ροδόπης. Από τη σύγκριση προέκυψαν πολλές ομοιότητες μεταξύ των πετρωμάτων. Όλα είναι ασβεσταλκαλικά, μεταργιλικά και προέρχονται από περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Επίσης τα σχήματα κατανομής των REE, όπως και των πολυστοιχειακών διαγραμμάτων είναι παρόμοια. Συμπερασματικά λοιπόν, τα πλουτωνικά αυτά πετρώματα ίσως σχηματίστηκαν κατά το κλείσιμο του ωκεανού της Παλαιοτηθύος και την υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού κάτω από το ηπειρωτικό τέμαχος της Ευρώπης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

88



This master thesis examines the plutonic rocks from Flamouri and Nikoklia. These are located to the Serbomacedonian Massif in the Vertiskos Unit. Both of them intrude into Paleozoic two-mica gneiss and amphibolites.

Petrographically, there are 3 types of rocks. The plutonite of Flamouri, which is a granodiorite, the enclave of the plutonite of Flamouri, which is a quartz monzodiorite and the plutonite of Nikoklia, which is a quartz diorite. According to mineralogical criteria, the first one is characterized as a biotite granodiorite (BiGrd), the last one as hornblende – quartz diorite (HbQzD) and the inclusion as hornblende – quartz monzodiorite (HbQzMzD).

The minerals of all the above petrographic types are: quartz, plagioclase, orthoclase, biotite and hornblende as the essential ones, while the accessories are titanite, epidote, clinozoisite, chlorite, apatite, zircon and rutile.

Plagioclases have an oligoclase to acidic labradorite composition. Albite composition was found in HbQzD, but this is a result of intense alteration. Their percentage increases from HbQzD to BiGrd.

The K – feldspars are orthoclases in all petrographic types. Their participation is reduced from BiGrd to HbQzD. In some cases myrmekite appears.

Biotites have a stable composition and they are magnesium biotites. Their chemistry shows that they come from a calc-alkaline type of magma.

Amphiboles, appear with the form of hornblende in all petrographic types. All of them are calcareous and belong to the field of magnesium hornblende and very few of them in the field of iron hornblende.

Epidotes, appear in all petrographic types and their origin is both secondary and magmatic. The latter confirms the crystallization of plutonic rocks at great depths.

The study of the major elements, showed that there are linear correlations and normal transitions, which indicates their close chemical affinity. As for the trace elements, their concentrations are mainly controlled by the minerals orthoclase, plagioclase, biotite and hornblende, since many of them replace some major elements, due to a similar ionic radius. So  $Sc^{3+}$  and  $Co^{2+}$  replace  $Fe^{2+}$  in biotite and hornblende,  $Cr^{3+}$  and  $V^{3+}$  replace  $Fe^{3+}$  in biotite and hornblende,  $Ni^{2+}$  and  $Co^{2+}$  replace  $Mg^{2+}$  in the same minerals,  $Sr^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$  and  $Pb^{2+}$  replace  $K^+$  in orthoclase, plagioclase and biotite.  $Cu^+$  and  $Zn^{2+}$  are concentrated in sulfides.  $Cs^+$ ,  $Y^{3+}$ ,  $Th^{4+}$ ,  $U^{4+}$  and  $Zr^{4+}$  do not replace any main element due to the large difference at their ionic radius. Especially the latter, increases with differentiation until the mineral zircon crystallizes.  $Ga^{3+}$  and  $Ta^{3+}$  replace  $Al^{3+}$  in feldspars and biotite. Finally, Nb^{5+} and Hf^{4+} replace  $Zr^{4+}$ .

The patterns of the REE diagrams are almost identical, suggesting that these rocks are syn-magmatic. Also, the negative anomalies in Nb and Ta and the high

positive anomaly in Pb in the multielement diagrams show that these rocks were formed in a subduction zone environment.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

The character of these rocks is calcic and they are all metaluminus. They have high concentration of K₂O and are classified in calc-alkaline to high K calc-alkaline series.

The geotectonic environment of the formation of the plutonic rocks was found to be the subduction zone and specifically these rocks formed in an active continental margin environment.

The evolutionary process of plutonites appears to be the magma mixing with simultaneous fractional crystallization (MFC). This is inferred from the strong presence of inclusions throughout the plutonite volume and is confirmed by evolution models based on the DePaolo (1981) equations. Thus, a basic magma was mixed with an acidic one and the two plutonites were formed. The origin of the basic magma must be the mantle and is represented by the sample FL5E. The origin of the acidic magma must be the crust. The only granitic acid rock of the same age is the Štip granite, the origin of which was found to be from partial melting of amphibolites. The total distribution coefficients calculated from the models are in agreement with the order of crystallization of the minerals, as determind by mineralogical and other geochemical criteria.

Amphibole geobarometers and amphibole – plagioclase geothermobarometers gave average pressure and temperature values of 4.5 kbar and 876 °C for BiGrd, 4.4 kbar and 1.043 °C for HbQzMzD and 6.1 kbar and 838 °C for HbQzD. So, these plutonic rocks intruded to a relatively great depth and high pressures. This is confirmed by the presence of a magmatic epidote. The above temperatures refer to the crystallization temperatures of the melts.

The age of the plutonic rocks was found to be about 300 Ma, so these rocks are Ercynian. For this reason they were compared with other Ercynian rocks, of similar age and composition, from the Rhodope Massif. This choise was made because the Serbomacedonian Massif is closely related to the Rhodope Massif. The comparison revealed many similarities of the rocks. All are calc-alkaline, metaluminus and formed in a volcanic arc environment. Also their REE and multielement patterns are similar.

In conclusion, these plutonic rocks may have formed during the closing of the Paleo-Tethys ocean and the subduction of the ocean plate under the continental plate of Europe.



- Abdel Rahman A-F. M., (1994). Nature of Biotites from Alkaline, Calk-alkaline and Peraluminous Magmas. J. Petrol., 35 (2), 525 1029.
- Antic M., (2016). Origin and tectonic evolution of the central Serbo-Macedonian Massif. PhD dissertation, University of Basel, Switzerland, p. 372.
- Batchelor R. A. & Bowden P., (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multcationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43 55.
- Beard J. S. & Lofgren G. E., (1991). Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *Journal of Petrology*, 32 (2), 365 – 401.
- Bonev N., Moritz R., Borisova M. & Filipov P., (2018). Therma-Volvi-Gomati complex of the Serbo-Macedonian Massif, Northern Greece: A Middle Triassic continental margin ophiolite of Neotethyan origin. *Journal of the Geological Society*, doi: https://doi.org/10.1144/jgs2017-130.
- Bonev N., Filipov P., Raicheva R. & Moritz R., (2019). Timing and tectonic significance of Paleozoic magmatism in the Sakar unit of the Sakar-Strandzha Zone, SE Bulgaria. *International Geology Review*, 61(16), 1957 – 1979.
- Boynton W. V., (1984). Geochemistry of rare earth elements: meteoritic studies. In: Henderson P. (ed.) Rare Earth Elements Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 63 – 114.
- Brandon A. D., Creaser R. A. & Chacko T. (1996). Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271, 1845 1848.
- Brun J. P. & Sokoutis D., (2007). Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece). *Int. J. Earth Sci.*, 96, 1079 1099.
- Cherneva Z. & Georgieva M., (2005). Metamorphozed Hercynian granitoids in the Alpine structures of the Central Rhodope, Bulgaria: geotectonic position and geochemistry. *Lithos*, 82(1-2), 149-168.

Cornelius N. K. (2008). UHP metamorphic rocks of the Eastern Rhodope Massif, NE Greece: New constraints from petrology, geochemistry and zircon ages. PhD dissertation, Johannes Gutenberg University of Mainz, Germany, p. 173.

- Deer W. A., Howie R. A. & Zussman J., (1986). An interdiction to Rock-forming Minerals.17th. Longman Ltd, 16, p. 528.
- Deer W. A., Howie R. A. & Zussman J., (1992). An Introduction to the Rock-forming Minerals, Second Edition. Essex: Longman Scientific and Technical, New York, p. 696.
- DePaolo D. J., (1981). Trace element and isotope effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, 189-202.
- Drake M. J., (1975). The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 39, 55 – 64.
- Drake M. J. & Weill D. F., (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, V, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: An experimental study. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 39, 689 – 712.
- Farrow C. E. G. & Barr S. M., (1992). Petrology of high Al hornblende and magmatic epidote bearing plutons in the southeastern Cape Breton Highlands, Nova Scotia. *Can. Mineral.*, 30, 377 – 392.
- Foster M. D., (1960). Interpretation of the composition of trioctaedral micas. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 354 (B), 11 – 49.
- Franzini M. & Leoni L., (1972). A full matrix correction in X-ray fluorescence analysis of rock samples. *Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Mem (A)*, 79, 7 22.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J. & Frost C.D., (2001). A geochemical classification for granitic rocks. J. Petrol., 42, 2033 – 2048.
- Georgiadis I. K., Koroneos A., Tsirambides A. & Stamatakis M., (2010). Textural and petrological study of modern sands from the Vertiskos unit of Serbomacedonian massif (Macedonia, Greece). Δελτίο Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., XLIII (5), 2606 – 2616.

Georgiadis I. K., Koroneos A., Tsirambides A. & Stamatakis M., (2012). Modern Sands
Derived from the Vertiskos Unit of the Serbomacedonian Massif (N. Greece):
a Preliminary Study on the Weathering of the Unit. *Cent. Eur. J. Geosci.*, 4 (3), 465 – 477.

- Georgiadis I. K., Koroneos A., Papadopoulou L., Kantiranis N., Tamparopoulos A. E.
  & Tsirambides A., (2013). Using detrital garnets to determine provenance: a case study from the Vertiskos Unit (Serbomacedonian Massif, N. Greece). *Miner. Petrol.*, 108, 187 206.
- Georgiev N., Pleuger J., Froitzheim N., Sarov S., Jahn-Awe S. & Nagel J. T. (2010). Separate Eocene-Early Oligocene and Miocene stages of extension and core complex formation in the Western Rhodopes, Mesta Basin, and Pirin Mountains (Bulgaria). *Tectonophysics*, 487, 59 – 84.
- Gorton M. P. & Schandl E. S., (2002). From Continents to Island Arc: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and within Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065 – 1073.
- Hammarstrom J. M. & Zen E. A., (1986). Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297 1313.
- Hanson G. N., (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 26 43.
- Harris N. B. W., Pearce J. A. & Tindle A. G., (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward M. P., Reis A. C., (Eds.), Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, 19, 67 – 81.
- Hill M., Morris J. & Whelan J., (1981). Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin and Sanak Islands, South Alaska. J. Geophys. Res., 86, 10569 – 10590.
- Himmerkus F., Reischmann T. & Kostopoulos D., (2006). Late Proterozoic and Silurian basement units within the Serbo-Macedonian Massif, northern Greece: the significance of terrane accretion in the Hellenides. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 260, 35 – 50.

Himmerkus F., Anders B., Reischmann T. & Kostopoulos D., (2007).Gondwanaderived terranes in the northern Hellenides. *Geological Society of America Memoir*, 200, 379 – 390.

- Himmerkus F., Reischmann, T. & Kostopoulos D., (2008). Serbo-Macedonian revisited: A Silurian basement terrane from northern Gondwana in the Internal Hellenides, Greece. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.10.016.
- Himmerkus F., Reischmann, T. & Kostopoulos D., (2009). Triassic rift-related metagranites in the Internal Hellenides, Greece. *Geol. Mag.* 146 (2), 252 – 265.
- Hollister L. S., Grisom G. C., Peters E. K., Stowell H. H. & Sisson V. B., (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231 – 239.
- Janser B. W., (1994). The Star Lake Pluton, La Ronge Domain, northern Saskatchewan: petrogenesis of a Proterozoic island-arc pluton. *Precambrian Res.*, 70, 145 – 164.
- Johannes W. & Holtz F., (1996). Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 335.
- Johnson M. C. & Rutherford M. J., (1989). Experimental calibration of the aluminumin-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837 – 841.
- Kaye M. J., (1965). X-ray fluorescent determinations of several trace elements in spome standard geochemical samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 139 142.
- Kilias A., Falalakis G. & 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*, 88, 513 – 531.
- Kockel F., Mollat H. & Walther H. W., (1971). Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nordgriechenalnd). *Geol. Jahrb.*, 89, 529 – 551.

Kockel F., Mollat H. W. & Walther H. W., (1977). Erlauterungenzur Geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100000 (Nord-Griechenland). *Bundesanstalt fur Geowisseschaften und Rohstoffe*, Hannover, p. 119.

- Leake B. E., (1978). Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63 (11-12), 1023 1052.
- Leake B. E., Wooley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresh W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W. & Youzhi G., (1997). Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.*, 35, 219 – 246.
- Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. D., Burke E. A. J., Ferraris G., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Schumacher J. C., Stephenson N. C. N. & Whittaker E. W. J. (2003). Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the international mineralogical association's 1997 recommendations. *The Canadian Mineralogist*, 41, 1355 – 1362.
- Maniar P. D. & Piccoli P. M., (1989). Tectonic discriminations of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 635 – 643.
- Marakis G., (1969). Geochronology on granites of Macedonia. *Ann. Geol. Pays Hellen*, 21, 121 152.
- McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E. & Hofmann A.W., (1992).
  Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 56, 1.001 1.002.
- Meinhold G., (2007). Sedimentary rocks of the Internal Hellenides, Greece: age, source, and depositional setting. *Unpublished Ph.D. thesis*, Mainz, Johannes Gutenberg-Universität, p. 303.
- Meinhold G., Kostopoulos D., Frei D., Himmerkus F. & Reischmann T., (2009). U-Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif,

Greece: palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean. *Int. J. Earth Sci,* doi:10.1007/s00531-009-0425-5.

Middlemost E., (1975). The Basalt Clan. Earth-Science Reviews, 11, 337 – 564.

- Mogessie A., Tessadri R. & Veltman C. B., (1990). EMP-AMPH A Hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analysis according to the International Mineralogical Association scheme. *Computers & Geosciences*, 16, 309 330.
- Mountrakis D., (2002). Tectonic evolution of the Hellenic orogen: Geometry and kinematics of deformation. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 34 (6), 2113 2126.
- Nachit H., Razafimahera N., Stussi J. & Carron J. P., (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Hebdornadaires de l' Academie des Sciences*, 301 (11), 813 – 818.
- Pearce J. A., Harris N. B. W. & Tindle A. G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 956 – 983.
- Peccerillo A. & Taylor T. S., (1976). Geochemistry of Eocene calk-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contib. Mineral. Petrol.*, 58, 63 – 81.
- Peytcheva I., Von Quadt A., Ovtcharova M., Handler R., Neubauer F., Salnikova E., Kostitsyn Y., Sarov S. & Kolcheva K. (2004). Metagranitoids from the eastern part of the Central Rhodopean Dome (Bulgaria): U-Pb, Rb-Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar timing of emplacement and exhumation and isotope-geochemical features. *Mineralogy and Petrology*, 82, 1 – 31.
- Pitcher W. S., Atherton M. P., Gobbing E. J. & Beckinsale R. D., (1985). Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes. Blackie & Son Ltd., Glasgow, p. 328.
- Poli G. E., (1992). Geochemistry of Tuscan Archipelago Granitoids, Central Italy: The Role of Hybridization Processes in Their Genesis. *The Journal of Geology*, 100, (no.1), 41-56.
- Poli G., Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Perugini D. & Langone A., (2009). Early Triassic granitic magmatism – Arnea and Kerkini granitic complexes – in

the Vertiskos unit (Serbo-Macedonian massif, north-eastern Greece) and its significance in the geodynamic evolution of the area. *Acta Vulcanologica*, 21 (1 -2), 47 -70.

- Poli G., Christofides G., Koroneos A., Trajanova M. & Zupanćić N., (2020). Multiple processes in the genesis of the Pohorje igneous complex: Evidence from petrology and geochemistry. *Lithos*, doi:10.1016/j.lithos2020.105512.
- Psilovikos A., (1984). Geomorphological and structural modification of the Serbomacedonian Massif during the neotectonic stage. *Tectonophysics*, 110, 27 – 45.
- Ricou L.-E., Burg J.-P., Godfriaux I. & Ivanov Z., (1998). Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodin. Acta*, 11, 285 – 309.
- Ridolfi F., Renzulli A. & Puerini M., (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 160, 45 – 66.
- Roberts M. P. & Clemens J. D., (1994). Low pressure stability of magmatic epidote in granitoid plutons: Field and experimental evidence (Abstract). 4th. Ann. Thematic and research in progress meeting. V.S.G., Univ.of Liverpool.
- Rock N. M. S. & Leake B. E., (1984). The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineralogical Magazine*, 48 (347), 211 – 227.
- Sakellariou D., (1989). The geology of the Serbomacedonian massif in the northeastern Chalkidiki peninsula, North Greece. Deformation and metamorphism. *Ph.D. thesis*, Univ. Mainz, p. 177.
- Sayari M., (2016). APG2: a New Version of APG, an Application for Amphibole-Plagioclase Geothermobarometry. J. Sci. I. R. Iran, 27(2), 161 – 167.
- Schmidt M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304 – 310.

Sokoutis D., Brun J. P., Van Den Driessche J. & Pavlides S., (1993). A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. J. Geol. Soc. London, 150, 243 – 246.

- Streikeisen A. & Le Maitre R. W., (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.*, 136, 169 206.
- Turpaud F., (2006). Characterization of igneous terranes by zircon dating: implications for the UHP relicts occurences and suture identification in the Central Rhodope, Northern Greece. PhD disertation, Johannes Gutenberg University of Mainz, Germany, p. 124.
- Wilson M., (1989). Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, p. 466.
- Wolf M. B. & Wyllie P. J., (1994). Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 115, 369 383.
- Zervas S. A., (1980). Geochronology with the 87Rb 87Sr method of some pegmatite samples from the area of Lagada. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 30, 143 153.
- Zen E. & Hammarstom J. M., (1984). Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12, 515 – 518.

#### <u>Ελληνική</u>

- Δρακούλης Α. Θ., (2019). Πετρολογική και γεωχημική μελέτη του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμ. Γεωλογίας Νο 190, σ. 294.
- Ι.Γ.Μ.Ε., (1979). Γεωλογικός χάρτης Ελλάδος, Φύλλο Σοχός, 1:50.000. Επιμέλεια εκδόσεως: Γραφείο Εκδόσεως Γεωλογικών Χαρτών του Ι.Γ.Μ.Ε.
- Κορωναίος Α., (1991). Ορυκτολογία, πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (ΒΔ Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σ. 451.
- Κούρου Α., (1991). Λιθολογία, τεκτονική, γεωχημεία και μεταμόρφωση μέρους του Δυτικού τμήματος της ομάδας Βερτίσκου. Η περιοχή Β.Α. από τη λίμνη Αγίου Βασιλείου (Κορώνεια). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σ. 481.

Μουντράκης Μ. Δ., (2010). Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, σ. 375.

- Σιδηρόπουλος Ν., (1991). Λιθολογία, γεωχημεία, τεκτονική και μεταμόρφωση του βορειοδυτικού τμήματος της ομάδας Βερτίσκου. Η περιοχή του όρους Δύσωρο (Κρουσιά), Βόρεια από το Κιλκίς. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σ. 615.
- Ψιλοβίκος Α., (1977). Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της λεκάνης και της λίμνης της Μυγδονίας (Λαγκαδά – Βόλβης). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.



# ПАРАРТНМА 1

### <u>Αναλύσεις ορυκτών</u>

Οι αναλύσεις των δειγμάτων έγιναν στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ με ηλεκτρονικό σαρωτικό μικροσκόπιο (Scanning Electron Microscope, S.E.M.) τύπου JEOL JSM-6390LV (Tokyo, Japan) συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (Energy Dispersive Spectrometer, E.D.S.) INCA 300 (Oxford). Ως πρότυπο χρησιμοποιήθηκε δείγμα καθαρού Co. Οι συνθήκες ανάλυσης ήταν οι παρακάτω:

- Τάση λειτουργίας: 20 kV
- Ρεύμα δέσμης: 0.4 mA
- Χρόνος ανάλυσης: 80 sec
- Διάμετρος δέσμης ηλεκτρονίων: ~ 1 μm

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

## ПАРАРТНМА 2

### <u>Γεωχημικές αναλύσεις – XRF</u>

Τα κύρια στοιχεία ολικού πετρώματος αναλύθηκαν με XRF, με πλήρη διόρθωση προτύπου, ακολουθώντας τη διαδικασία που περιγράφεται από τους Franzini & Leoni (1972). Ο FeO προσδιορίστηκε ογκομετρικά με τη χρήση διαλύματος KMnO_{4.} Τα ιχνοστοιχεία Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Cr, Ni, V, Co, Cu και Zn αναλύθηκαν με τη μέθοδο που πρότεινε ο Kaye (1965). Η ακρίβεια για τα Rb και Sr είναι καλύτερη από 5 %, ενώ για τα άλλα ιχνοστοιχεία είναι καλύτερη από 10 %.



Οι γεωχημικές αναλύσεις των δειγμάτων έγιναν στο Τμήμα Επιστημών της Γης του Πανεπιστημίου της Περούτζια με φασματόμετρο πλάσματος (LA-ICP-MS). Οι σκόνες των δειγμάτων συντήχθηκαν σε χωνευτήρα Pt χρησιμοποιώντας μια εμπορική αυτοματοποιημένη μηχανή σύντηξης (Breitländer Autofluxer) στο ίδιο Τμήμα, με αναλογία δείγματος – ρευστού 1:5.

Η ακρίβεια είναι καλύτερη από 10 % για στοιχεία με συγκεντρώσεις άνω των 2 ppm, με μόνη εξαίρεση τον Pb (~ 15 %), ενώ για χαμηλότερες συγκεντρώσεις η ακρίβεια μειώνεται στο 15 % περίπου. Οι τιμές της ακρίβειας είναι πάντα καλύτερες από 10 % με μόνη εξαίρεση τον Pb.