



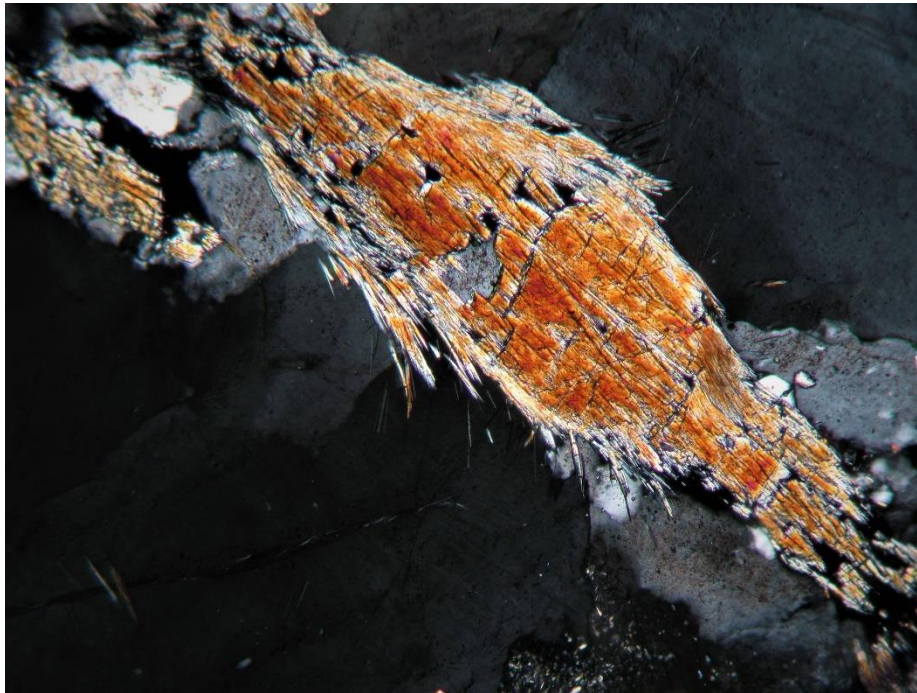
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ –
ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ -ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΔΡΕΤΑΚΗ ΑΝΤΩΝΙΑ

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΚΑΣΤΟΡΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2020





ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ, ΣΧΟΛΗ
ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΡΕΤΑΚΗ ΑΝΤΩΝΙΑ

Φοιτήτρια τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.

ΑΕΜ: 5407

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΚΑΣΤΟΡΙΑΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-
Κοιτασματολογίας.

Επιβλέπων: ΑΝΤΩΝΙΟΣ ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ



© Δρετάκη Αντωνία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2020

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΚΑΣΤΟΡΙΑΣ - Διπλωματική Εργασία.

© Antonia Dretaki, School of Geology, Dept. of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, 2020.

All rights reserved.

PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY OF KASTORIA PLUTON - Bachelor Thesis.

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 αλλοιωμένη προς ακτινόλιθο* (Δρετάκη Αντωνία®)



Το αφιερώνω στους υπέροχους γονείς μου,
που στάθηκαν δίπλα μου σε κάθε εμπόδιο και
με κάνουν να νιώθω καθημερινά τυχερή που
είμαι κόρη τους.

Περιεχόμενα

Περιεχόμενα	6
2. Εισαγωγή	9
3. Γεωλογία	10
3.1. Πελαγονική ζώνη	10
3.2. Πλουτωνικά πετρώματα Βόρειας Πελα-γονικής ζώνης	13
3.3. Γεωλογία της περιοχής	15
4. Πετρογραφία	16
4.1. Βιοτιτικοί–κεροστιλβικοί πορφυροειδείς Γρανίτες (GR)	19
4.1.1. Μακροσκοπική περιγραφή	19
4.1.2. Μικροσκοπική εξέταση	21
4.2. Λεπτόκοκκα εγκλείσματα χαλαζιακής μον-ζονιτικής σύστασης (MME)	29
4.2.1. Μακροσκοπική περιγραφή	29
4.2.2. Μικροσκοπική περιγραφή	31
4.3. Απλιτικές διεισδύσεις (APL)	36
4.3.1. Μακροσκοπική περιγραφή	36
4.3.2. Μικροσκοπική περιγραφή	38
5. Ορυκτολογία	40
5.1. Χαλαζίας	40
5.2. Κ-άστριοι	40
5.3. Πλαγιόκλαστα	40
5.4. Βιοτίτης	40
5.5. Αμφίβολοι	41
5.6. Τιτανίτης	41
5.7. Επίδοτο & Αλλανίτης	41
5.8. Μαγνητίτης	41
5.9. Χλωρίτης	41
5.10. Σερικίτης	41
6. Γεωχημεία	42
6.1 Γενικά	42
6.2. Κύρια στοιχεία	49
6.2.1 Διαγράμματα οξειδίων	49
SiO ₂	55
Fe ₂ O ₃	55
P ₃ O ₅	55
MnO	55



Al ₂ O ₃	55
MgO	56
CaO	56
K ₂ O	56
Na ₂ O	57
TiO ₂	57
6.2.2. Συμπεράσματα	58
6.3. Ιχνοστοιχεία	60
6.3.1. Διαγράμματα μεταβολής ιχνοστοιχείων (XRF)	61
Βανάδιο (V)	69
Χρώμιο (Cr)	69
Κοβάλτιο (Co)	69
Νικέλιο (Ni)	69
Ψευδάργυρος (Zn)	70
Γάλλιο (Ga)	71
Νιόβιο (Nb)	71
Θόριο (Th)	71
Ρουβίδιο (Rb)	72
Στρόντιο (Sr)	73
Rb – Sr	73
Βάριο (Ba)	75
Μόλυβδος (Pb)	76
Ύτριο (Y)	77
Ζιρκόνιο (Zr)	77
6.3.2. Διαγράμματα μεταβολής ιχνοστοιχείων (ICP)	78
Σκάνδιο (Sc)	80
Χάφνιο (Hf)	80
Ουράνιο (U)	81
6.3.4. Συμπεράσματα	82
6.4. Σπάνιες Γαίες	85
6.4.1. Γενικά	85
6.4.2. Χρήση των σπανίων γαιών	86
6.4.3. Παρουσίαση αποτελεσμάτων	86
Διάγραμμα κατανομής REE	89
Διάγραμμα μεταβολής ΣREE-Δείκτη Διαφοροποίησης	90
Κατανομή Eu	91
6.4.4. Συμπεράσματα	93
7. Πετρογένεση	94
7.1. Πετρογενετικές ταξινομήσεις	94
7.1.1. Χημική ταξινόμηση	94
7.1.2. Ταξινόμηση με βάση το γεωτεκτονικό περιβάλλον	96
7.1.3. Γεωχημική ταξινόμηση	98
7.2. Ισοτοπικές αναλύσεις	104
7.3. Συνθήκες κρυστάλλωσης	109
7.5. Συμπεράσματα	109
8. Συμπεράσματα - Συζήτηση	110
9. Περίληψη	113



114

115

2. Εισαγωγή

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στο όρος Βέρνο, κοντά στην πόλη της Καστοριάς. Ο πλουτωνίτης της Καστοριάς, που καταλαμβάνει έκταση περίπου 90 km², αποτελεί μέρος του υποβάθρου της Πελαγονικής, η οποία είναι Κιμμερικό τέμαχος που αποσπάσθηκε από την Gondwana κατά το Τριαδικό και επωθήθηκε πάνω στην Ευρασία το Ηώκαινο. Γενικά, διεισδύει στον κατώτερο ορίζοντα του παλαιοζωικού υποβάθρου, που αποτελείται από γνευσίους με παρεμβολές σχιστόλιθων και αμφιβολιτών, σύμφωνα με τον χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (1990). Στο Ανατολικό περιθώριο, φαίνεται να διεισδύει στον ανώτερο ορίζοντα του παλαιοζωικού υποβάθρου, που αποτελείται από ελαφρά μεταμορφωμένα πετρώματα με φακούς ερυθρών, κρυσταλλικών ή μη, ασβεστόλιθων. Κατά τον ΜΟΥΝΤΡΑΚΗ (1983), σε ορισμένα σημεία του πλουτωνικού όγκου εμφανίζονται φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής (Εικ. 3.3), τα οποία όμως δεν αναφέρονται στον γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε(1990).

Η σημασία της μελέτης του πλουτωνίτη της Καστοριάς είναι μεγάλη, καθώς θα συμπληρωθεί ένα σημαντικό κενό στο παζλ της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης. Με την ολοκλήρωση αυτής της εργασίας ελπίζω να παρέχω τα κατάλληλα πατήματα για μελλοντικές έρευνες στην περιοχή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης, αλλά και γενικά στην γεωλογική επιστημονική κοινότητα.

3. Γεωλογία

3.1. Πελαγονική ζώνη

Η Πελαγονική ζώνη (Εικ. 3.1), εκτείνεται από την Βόρεια Μακεδονία μέχρι την Εύβοια με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Το μήκος της είναι 420 km και το πλάτος της 60 km (MOST et al. 2001). Αποτελούσε ένα ύβωμα ανάμεσα στην ζώνη της Αλμωπίας και στην ζώνη της Πίνδου. Θεωρείται τμήμα της Κιμμερικής ηπείρου, που αποσπάστηκε από την Gondwana, και εκατέρωθεν της οποίας αναπτύχθηκαν δύο ωκεάνιες ζώνες. Σήμερα, αποτελεί ένα τεκτονικό κάλυμμα, τοποθετημένο κατά την αλπική ορογένεση (Ηώκαινο) πάνω στην αλπικής ηλικίας (Τριαδικό-Ηώκαινο) ανθρακική ενότητα του Ολύμπου. Συγκροτείται από τους εξής ορίζοντες από τους κατώτερους προς τους ανώτερους (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 2010):

- **Κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο**

Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο είναι το κύριο δομικό στοιχείο της ζώνης και αποτελείται από γνευσίους βιοιτιτικούς οφθαλμοειδείς ορθό-προέλευσης, μιγματιτικούς γνευσίους, γνευσίους ταινιωτούς μοσχοβιτικούς παρα-προέλευσης, αμφιβολίτες και αμφιβολιτικούς-βιοιτιτικούς σχιστόλιθους, γρανατούχους διμαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, εναλλαγές αμφιβολιτικών, μαρμαρυγιακών, επιδοιτιτικών σχιστόλιθων με παρεμβολές απλιτογνευσίων. Η πρώτη μεταμόρφωση που υπέστη είναι αμφιβολιτικής φάσης κατά το Παλαιοζωικό πριν το Άνω Λιθανθρακοφόρο.

- **Γνευσιωμένοι πλουτωνίτες του Άνω Λιθανθρακοφόρου**

Οι γνευσιωμένοι πλουτωνίτες του Άνω Λιθανθρακοφόρου διεισδύουν στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, είναι παρόμοιας σύστασης και υφής γρανίτες και χαλαζιακοί μονζονίτες. Ένας από αυτούς είναι και ο πλουτωνίτης της Καστοριάς, όπως και της Φλώρινας, του Βαρνούντα κ.λ.π. Με ραδιοχρονολογήσεις, η ηλικία τους υπολογίστηκε ως Άνω Λιθανθρακοφόρο (~300 Ma). Μέσα σε αυτούς παρατηρούνται ζώνες μυλονιτίωσης και συνδέονται με μεγάλες τεκτονικές κινήσεις.

- **Περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες**

Οι περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες έχουν αποτεθεί πάνω από το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και τους γνευσιωμένους πλουτωνίτες.

Μέσα σε αυτές, παρεμβάλλονται ηφαιστειακά υλικά. Αντιπροσωπεύουν την ιζηματογένεση της δυτικής ηπειρωτικής κατωφέρειας της Πελαγονικής κατά την ηπειρωτική διάρρηξη και τη δημιουργία του ωκεάνιου φλοιού.

- **Ανθρακικά καλύμματα Τριαδικού – Ιουρασικού ή Μεσοζωικό ανθρακικό κάλυμμα της Πελαγονικής**

Τα ανθρακικά καλύμματα Τριαδικού – Ιουρασικού αποτελούν νηριτική, ανθρακική ιζηματογένεση και αντιπροσωπεύουν την ιζηματογένεση στην ηπειρωτική πλατφόρμα.

- **Οφειόλιθοι και συνοδά ιζήματα**

Οι οφειόλιθοι και τα συνοδά τους ιζήματα παρατηρούνται και στα δύο περιθώρια της Πελαγονικής, είναι αλλόχθονοι, με προέλευση την ζώνη Αξιού και την Υποπελαγονική ζώνη και είναι επωθημένοι πάνω στα Τριαδικο-ιουρασικά καλύμματα.

- **Επικλυσισγενή ιζήματα Μέσου – Άνω Κρητιδικού**

Τα επικλυσισγενή ιζήματα του Μέσου-Άνω Κρητιδικού τοποθετήθηκαν πάνω στα ανθρακικά πετρώματα μετά την επίκληση της θάλασσας του Κενομανίου (Μέσο – Άνω Κρητιδικό).

Η Πελαγονική ζώνη έχει υποστεί πολλαπλές μεταμορφώσεις και παραμορφώσεις, ειδικά το Παλαιοζωικό υπόβαθρο, στο οποίο βρίσκεται και ο πλουτωνίτης της Καστοριάς. Πιο συγκεκριμένα, έχουν διευκρινιστεί τρεις ορογενετικές φάσεις (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 2010):

1^η παραμορφωτική φάση (ERC) Ερκύνιας ηλικίας

Κατά την 1^η παραμορφωτική φάση, επηρεάστηκαν μόνο τα πετρώματα του υποβάθρου. Η ηλικία της μεταμόρφωσης είναι Άνω Λιθανθρακοφόρος και χαρακτηρίζεται ως αμφιβολιτική. Δημιούργησε ισοκλινείς πτυχές με αξονική διεύθυνση 155°-160°. Επίσης, δημιούργησε την πρώτη φύλλωση παράλληλη στα αξονικά επίπεδα των πτυχών.

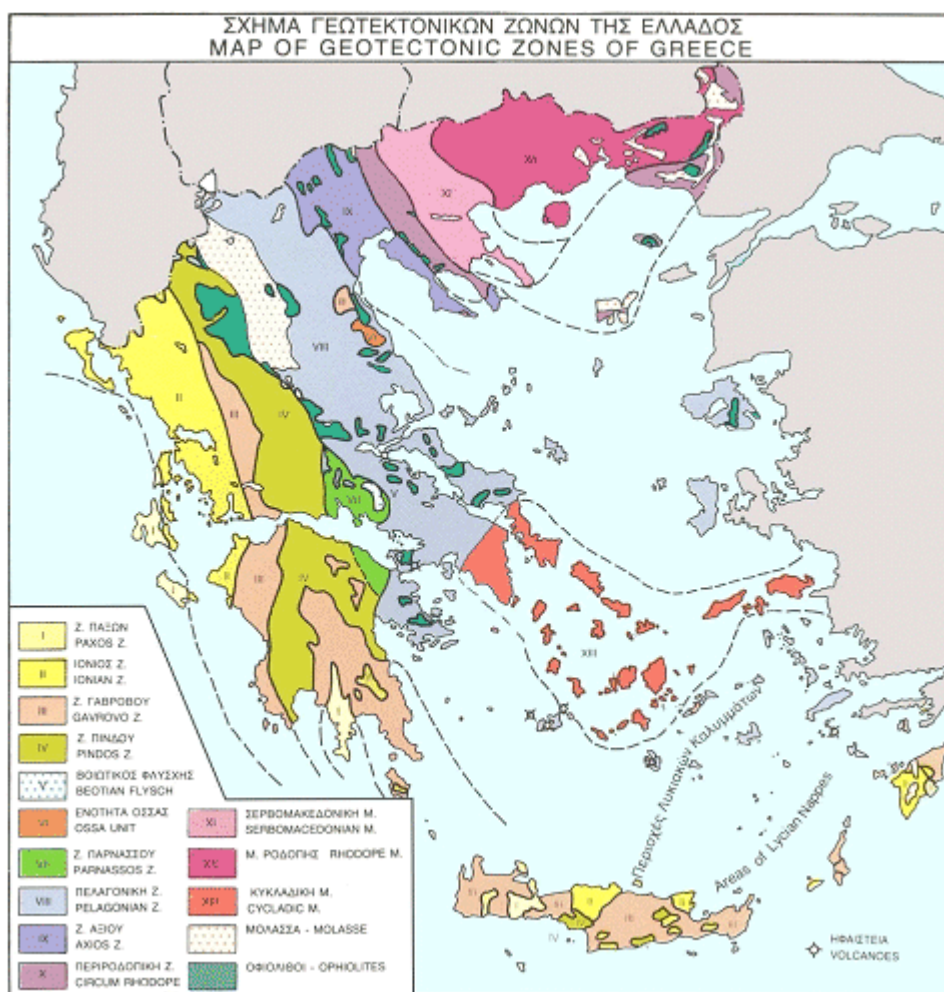
2^η Ορογενετική περίοδος Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού

Κατά την 2^η ορογενετική περίοδο, πραγματοποιήθηκε η καταστροφή των δύο περιθωρίων εκατέρωθεν του Πελαγονικού τεμάχους. Κατά το Άνω Ιουρασικό υπολογίζεται η εφίππευση των οφειολίθων από την ζώνη Αξιού στο ανατολικό περιθώριο, η οποία συνδέεται με την πτύχωση αξονικής διεύθυνσης 150°-170° και συνδέεται με την κυρίαρχη σχιστότητα, που επικρατεί σε όλα τα πετρώματα της Πελαγονικής.

Στο Κάτω Κρητιδικό, ακολούθησε μια δεύτερη φάση πτυχώσεων, που οφείλεται στην καταστροφή του δυτικού ωκεάνιου χώρου και την επώθηση των οφειολίθων της Υποπελαγονικής πάνω στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής. Σε αυτή την περίοδο, επίσης, πραγματοποιήθηκε δεύτερη μεταμόρφωση.

3^η Ορογενετική περίοδος του Τριτογενούς

Κατά την 3^η ορογενετική περίοδο, έλαβε χώρα η τελικά ανάδυση της Πελαγονικής ζώνης, λόγω της τελικής ηπειρωτικής σύγκρουσης με την Απούλια πλάκα. Δημιουργήθηκαν δύο ομάδες πτυχώσεων, η πρώτη με αξονική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και η δεύτερη με αξονική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Στην τελική φάση της παραμόρφωσης, δημιουργήθηκαν πτυχές κάμψης και τύπου Κνίσκ με αξονική διεύθυνση Β-Ν και επώθηση λεπιών με φορά από Α προς Δ, με αποτέλεσμα την αναστροφή των σχηματισμών. Τέλος το Μέσο-Ανω Ολιγόκαινο και το Μειόκαινο-Πλειόκαινο, ακολούθησε η εφελκυστική τεκτονική, που δημιούργησε τα κανονικά ρήγματα, που έχουν κατακερματίσει το υπόβαθρο και τον πλουτωνικό όγκο.



Εικ. 3.1. Σχήμα Γεωτεκτονικών ζωνών Ελλάδος.

Από <http://www.orykta.gr/geologia-oryktologia/geologia-elladas>

3.2. Πλουτωνικά πετρώματα Βόρειας Πελαγονικής ζώνης

Στον χώρο της Βόρειας Πελαγονικής, έχουν βρεθεί και μελετηθεί αρκετά πλουτωνικά σώματα, τα οποία διεισδύουν στο παλαιοζωικό υπόβαθρο. Σύμφωνα με τους ΚΟΡΩΝΑΙΟ κ.α. (2000) χωρίζονται σε 2 κύριες ομάδες:

Βόρεια ομάδα (BO): πλουτωνίτες του Baba, Βαρνούντα, Αγίου Γερμανού, Οξυάς, Πράσινου, Καστοριάς και Αρδασσας.

Νότια ομάδα (NO): πλουτωνίτες της Καστανιάς, Καταφυγίου, Ολυμπιάδας, Βερδικούσας και Δεσκάτης.

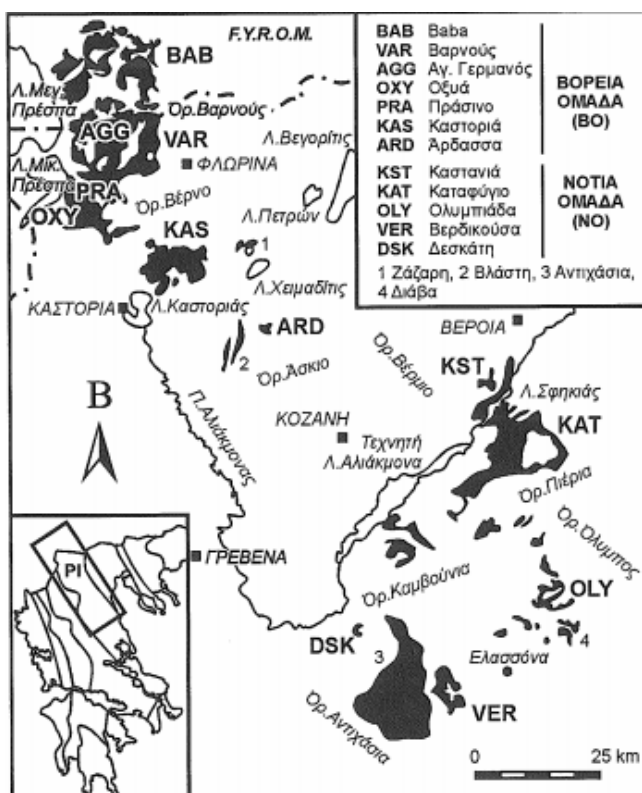
Περισσότερο θα αναλυθούν οι πλουτωνίτες της Βόρειας ομάδας (BO), αφού ο πλουτωνίτης της Καστοριάς ανήκει σε αυτούς.

Όλοι οι πλουτωνίτες της BO έχουν παρόμοια γεωχημικά χαρακτηριστικά και χαρακτηρίζονται ως μεταργιλικόι, με εξαίρεση των πλουτωνίτη της Οξυάς, που χαρακτηρίζεται ως υπεραργιλικός, και της Άρδασσας, που χαρακτηρίζεται ως υπεραλκαλικός. Η μελέτη των πλουτωνικών αυτών όγκων έδειξε ότι προήλθαν από την καταβύθιση ωκεάνιου φλοιού κάτω από ηπειρωτικό, δηλαδή περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου. Οι ηλικίες που δίνονται για τους πλουτωνίτες είναι: ο πλουτωνίτης του Baba έχει παλαιοζωική ηλικία, (ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ & ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ 1989), ο πλουτωνίτης του Βαρνούντα χρονολογείται στα 297 ± 15 Ma, με την μέθοδο του Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα, (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991), οι πλουτωνίτες Αγίου Γερμανού, Οξυάς και Πράσινου θεωρούνται ίδιας ηλικίας με αυτή του Βαρνούντα, και ο πλουτωνίτης της Καστοριάς χρονολογείται στα 302 ± 15 Ma, με U-Pb σε ζirkόνια (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 1983).

Όλα τα πλουτωνικά πετρώματα της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης έχουν μεγάλο εύρος χρονικά, που μπορεί να υποδηλώσει μία μακροχρόνια ζώνη καταβύθισης ηπειρωτικού περιθωρίου (ANDERS et al. 2007). Επίσης, παρατηρείται μία μείωση της ηλικίας προς τους βορειότερους πλουτωνίτες, που υποδεικνύει, σύμφωνα με τους ίδιους, μία πλευρική διαφοροποίηση της ζώνης καταβύθισης. Έτσι οι REISCHMANN et al. (2001), οδηγήθηκαν στο συμπέρασμα, ότι κατά την διάρκεια του Περμο-Λιθανθρακοφόρου, στην περιοχή της ανατολικότερης Μεσογείου, λειτουργούσε ένα τεράστιο μαγματικό τόξο. Πιο συγκεκριμένα, θεωρείται ότι προέρχονται από την υποβύθιση της Παλαιοτηθύος κάτω από το Πελαγονικό τέμαχος (MAGGANAS et al. 2004)

Σύμφωνα με σχόλιο της Dr. M. Aftalion (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 1983, YARWOOD & AFTALION 1976), η έντονη ηλικιακή απόκλιση που μπορεί να βρεθεί σε ορισμένα δείγματα, οφείλεται στην άνοδο του μάγματος και την απορρόφηση υλικών των περιβαλλόντων πετρωμάτων προ-Κάμβριας ηλικίας. Αυτό αποδεικνύεται και από εικόνες ξενολίθων που έχουν βρεθεί μέσα στο πέτρωμα κατά την υπαίθρια έρευνα (Εικ. 3.3).

Επίσης, σημαντική είναι και η ταύτιση των ηλικιών του πλουτωνίτη της Καστοριάς και του γρανίτη του Καταφυγίου, κοντά στα Πιέρια.



Εικ. 3.2. Πλουτωνικά πετρώματα Βόρειας Πελαγονικής Ζώνης.
Απλοποιημένος χάρτης κατά ΚΙΛΙΑΣ & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ (1988) από ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ et al. (2000).



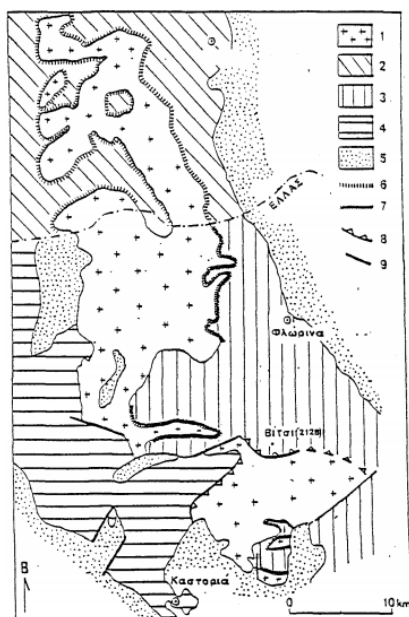
Εικ. 3.3. Τμήμα του πλουτωνίτη, με εγκλωβισμένο σχιστολιθικό πέτρωμα του υποβάθρου, από ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ (1983).

3.3. Γεωλογία της περιοχής

Ο πλουτωνίτης της Καστοριάς εντάσσεται στην βόρεια Πελαγονική ζώνη, και πιο συγκεκριμένα, η κύρια εμφάνισή του είναι στο όρος Βέρνο. Το όρος Βέρνο εμφανίζει μια πολύπλοκη δομή με αλληπάλληλες εμφανίσεις κρυσταλλικών πετρωμάτων, που επιπτεύουν η μία την άλλη από τα ανατολικά προς τα δυτικά, ακολουθώντας την γενική τεκτονική δομή της Ελλάδας. Η αρχική διείσδυση του, ήταν στους παλαιοζωικούς σχιστόλιθους και αμφιβολίτες (σειρά Κλεισούρας), που φαίνεται από την άλω επαφής που δημιουργεί σε αυτούς, (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 1983), τους ξενόλιθους σχιστόλιθου και τις μαγματικές μικρογρανιτικές διεισδύσεις στους σχιστόλιθους, και εμφανίζεται συμπτυχωμένος μαζί τους. Παρόλα αυτά, στον γεωλογικό χάρτη της Καστοριάς (Ι.Γ.Μ.Ε. 1990), δεν αναφέρονται σημάδια άλου επαφής.

Ο πλουτωνίτης της Καστοριάς, όπως ήδη αναφέρεται, διεισδύει στο Πελαγονικό υπόβαθρο, το οποίο αποτελείται από το ανώτερα ελαφρά μεταμορφωμένο σύστημα πετρωμάτων και από το κατώτερο ισχυρά μεταμορφωμένο. Σε αρκετά σημεία, οροθετείται από κανονικά ρήγματα, που τον φέρνουν σε τεκτονική επαφή με το Πελαγονικό υπόβαθρο.

Ο πλουτωνίτης χαρακτηρίζεται από την έντονη μυλωνιτίωση, λεπίωση και την ελάττωση των συνθηκών μεταμόρφωσης προς τα δυτικά. Είναι τεκτονικά τοποθετημένος πάνω στα αλπικά μεταμορφωμένα ιζήματα, με φορά προς τα ΝΔ του δυτικού περιθωρίου της Πελαγονικής. Η τοποθέτηση αυτή χρονολογείται στο Α. Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. Τα αλπικά ιζήματα, επιπτεύουν με την σειρά τους, τους οφειόλιθους του δυτικού περιθωρίου της Πελαγονικής, με σύγχρονη δημιουργία οφειολιθικών mélange (ΚΙΛΙΑΣ & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, 1988).



Εικ. 3.4 Χάρτης περιοχής από ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ (1983).

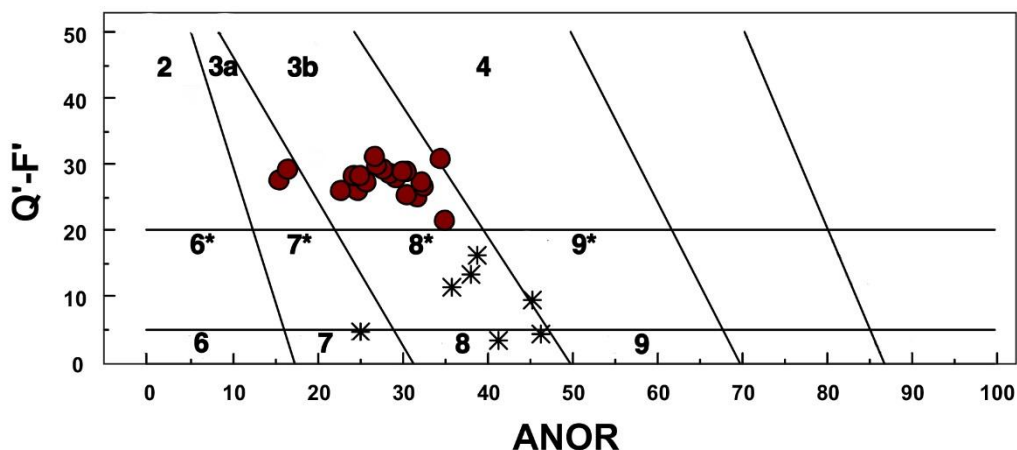
- 1: Πλουτωνίτης
- 2: Πετρώματα *πρασινοςχιστολιθικής μεταμόρφωσης της Γιουγκοσλαβίας (νυν Βόρεια Μακεδονία)*
- 3: Μεταμορφωμένα πετρώματα παλιότερα από τον πλουτωνίτη,
- 4: Περμικά και μεσοζωικά πετρώματα αλπικής μεταμόρφωσης
- 5: Μεταλπηικά ιζήματα
- 6: Κερατιτική φάση μεταμόρφωσης επαφής, που αναφέρεται για τη Γιουγκοσλαβία (νυν Βόρεια Μακεδονία)
- 7: Φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής, που παρατηρήθηκαν στον Ελληνικό χώρο
- 8: Επιπτεύσεις-επωθήσεις
- 9: Ρήγματα

4. Πετρογραφία

Ο πλουτωνίτης της Καστοριάς χαρακτηρίζεται από τον ΜΟΥΝΤΡΑΚΗ (1983) ως γνευσιωμένος πλουτωνίτης. Η ηλικία του έχει προσδιοριστεί σε $302,4 \pm 15$ Ma με U-Pb (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 1983) ή 292 ± 5 Ma, με την μέθοδο μονού ζirkονίου Pb/Pb (single-zircon Pb/Pb evaporation method) (ANDERS 2005). Γενικά, αποτελεί ένα ομογενή Βιοιτικό-κεροσθιλικό Γρανίτη με πλήθος εγκλεισμάτων και διεισδύσεις απλιτικών φλεβών. Οι ΓΡΗΓΟΡΙΑΔΟΥ κ.α. (2003) διακρίνουν τρεις πετρογραφικούς τύπους:

- Βιοιτικοί-κεροσθιλικοί πορφυροειδείς Γρανίτες
- Λεπτόκοκκα εγκλείσματα μονζοδιοριτικής σύστασης
- Απλιτικές διεισδύσεις

Στην παρούσα μελέτη, η διάκριση των πετρογραφικών τύπων έγινε με βάση τις μακροσκοπικές και μικροσκοπικές παρατηρήσεις και το διάγραμμα χημικής ταξινόμησης Q'-ANOR (STRECKEISEN & LeMAITRE, 1979), που είναι βασισμένη στη δυνητική σύσταση (norm) των πετρωμάτων. Το Σχ.4.1, αποτελεί τμήμα του διαγράμματος χημικής ταξινόμησης Q'-ANOR.



Σχ. 4.1. Ταξινόμηση πετρογραφικών τύπων πλουτωνίτη Καστοριάς (STRECKEISEN & LeMAITRE, 1979).

● GR (γρανίτης)

* MME (εγκλείσματα χαλαζιακής μονζονιτικής σύστασης)

2: Αλκαλι-γρανίτης, 3a και 3b: γρανίτης, 4: γρανοδιορίτης, 7*: χαλαζιακός συηνίτης, 8*: χαλαζιακός μονζονίτης, 9*: χαλαζιακός μονζοδιορίτης/χαλαζιακός μονζογάββρος, 7: συηνίτης, 8: μονζονίτης, 9: μονζοδιορίτης/μονζογάββρος.

Η αρίθμηση των πεδίων έγινε σύμφωνα με την IUGS (1973).

Σύμφωνα με το Σχ. 4.1, μπορούμε να διακρίνουμε δύο κατηγορίες πετρωμάτων:

- Γρανίτης
- Χαλαζιακός Μονζονίτης

Έτσι, με βάση το διάγραμμα ταξινόμησης Q'-ANOR (Σχ. 4.1), μικροσκοπικές και μακροσκοπικές παρατηρήσεις, διακρίνονται τρεις πετρογραφικοί τύποι:

- Βιοτιτικοί-κεροσιλβικοί πορφυροειδείς Γρανίτες (GR)
- Λεπτόκοκκα εγκλείσματα Χαλαζιακής Μονζονιτικής σύστασης (MME)
- Απλιτικές διεισδύσεις (APL)

Ο πλουτωνίτης έχει υποστεί μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης, που υποδεικνύει περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης (MOST et al. 2001).

Ο πετρογραφικός τύπος GR, μακροσκοπικά έχει πράσινο χρώμα και μεγακρυστάλλους Κ-αστρίων ρόδινου χρώματος. Εμφανίζεται αρκετά αποσαθρωμένος. Μικροσκοπικά, τα πρωτογενή ορυκτά του είναι: χαλαζίας, Κ-άστριοι, πλαγιόκλαστα, βιοτίτης, κεροσίλβη, τιτανίτης, απατίτης, ζirkόνιο, μαγνητίτης και αλλανίτης, και τα δευτερογενή συστατικά του είναι: επιδότο, ακτινόλιθος, χλωρίτης και σερίκητης.

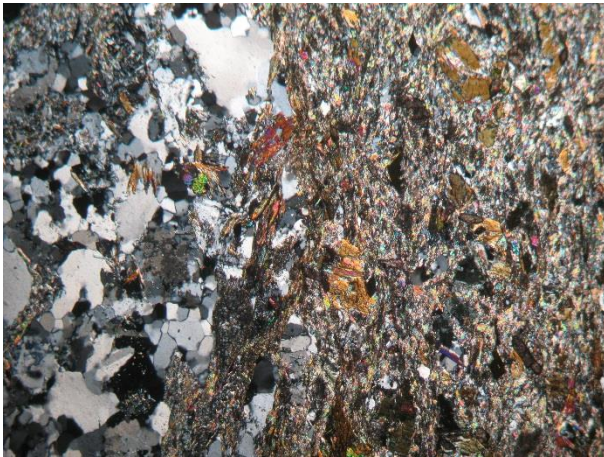
Ο πετρογραφικός τύπος MME, μακροσκοπικά έχει σκούρο πράσινο χρώμα, και τα ορυκτά που το απαρτίζουν είναι τα ίδια με τον GR, αλλά με πολύ μεγαλύτερη συμμετοχή των φεμικών ορυκτών και ελάχιστο χαλαζία.

Ο διαχωρισμός των δύο πετρογραφικών τύπων μακροσκοπικά είναι σαφής. Κατά την εξέταση τους κάτω από το πολωτικό μικροσκόπιο είναι πάλι ορατός, αλλά διακρίνεται μία ελαφριά ανάμειξη των ορυκτών, δηλαδή κουνουπιδοειδή όρια (Εικ.4.1).

Ο πετρογραφικός τύπος APL, μακροσκοπικά έχει λευκορόδινο χρώμα. Εμφανίζεται γενικά αρκετά αποσαθρωμένος, όπως και το υπόλοιπο πέτρωμα. Μικροσκοπικά, τα πρωτογενή ορυκτά του είναι: χαλαζίας, Κ-άστριοι, πλαγιόκλαστα.

Μικροσκοπικά, ο πλουτωνίτης παρουσιάζεται ως αδρόκοκκος και λεπτόκοκκος. Επίσης, εμφανίζονται αρκετές ζώνες μυλονιτώσης, όπου τα ορυκτά διατάσσονται σε μία κατεύθυνση, δημιουργώντας έντονη φύλλωση, δηλαδή χαρακτηριστικό βλαστομυλωνιτικό ιστό (Εικ 4.2). Επίσης σε αρκετές τομές παρατηρήθηκε γνευσιακή υφή (Εικ. 4.3), με χαρακτηριστικούς οφθαλμούς χαλαζία και καλιούχου αστρίου, και πιο συγκεκριμένα μικροκλινή.

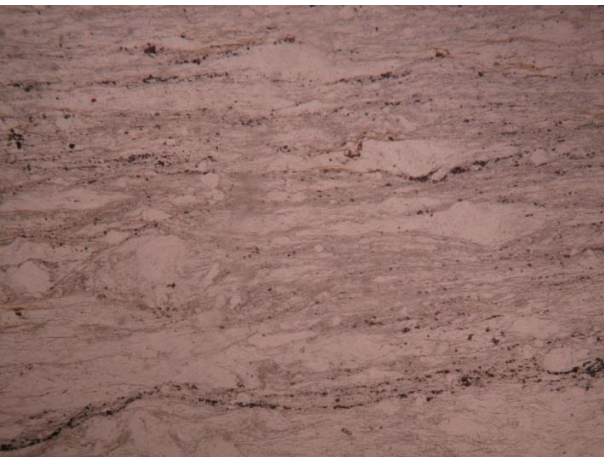
Σε όλες τις φωτογραφίες από το πολωτικό μικροσκόπιο, ισχύει η κλίμακα 2mm για την κάθετη πλευρά για τον οπτικό φακό 5×10, και 1mm για τον 10×10.



Εικ. 4.1. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής TH-21 με Nicols - και Nicols+ και οπτικό φακό 5x10.



Εικ. 4.2. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής TH-20 με Nicols - και Nicols+ και οπτικό φακό 5x10.



Εικ. 4.3. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-6 με Nicols - και Nicols+ και οπτικό φακό 5x10.

4.1. Βιοτιτικοί–κεροστιλβικοί πορφυροειδείς Γρανίτες (GR)

4.1.1. Μακροσκοπική περιγραφή

Ο GR είναι ο κύριος πετρογραφικός τύπος του πλουτωνίτη. Αποτελεί ένα αδρόκοκκο έως μεσόκοκκο πέτρωμα, πράσινου χρώματος με ρόδινους μεγακρυστάλλους καλιούχου αστρίου. Σε όλα τα δείγματα φαίνεται αρκετά αποσαθρωμένος, καθώς το πράσινο χρώμα του προκύπτει από την αλλοίωση του σε σερικήτη.

Η τεκτονική δράση που επηρέασε την περιοχή, έχει επηρεάσει εμφανώς και τον πετρογραφικό τύπο GR, αφού σε πολλές περιπτώσεις εμφανίζεται γνευσιωμένος.

Στις Εικ. 4.4 έως 4.6, παρουσιάζονται φωτογραφίες από τα μακροσκοπικά δείγματα.



Εικ. 4.4. Δείγμα FO-14



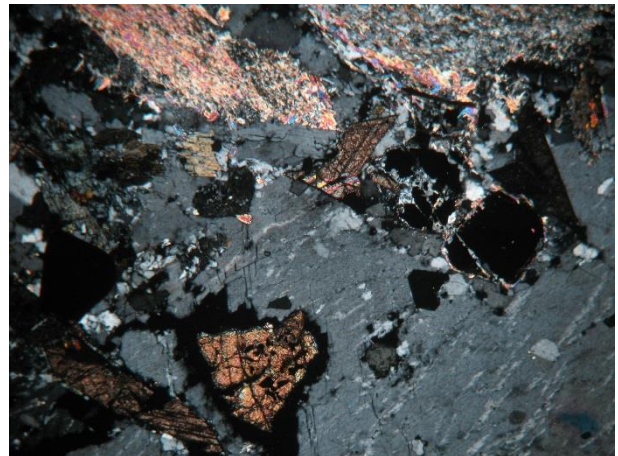
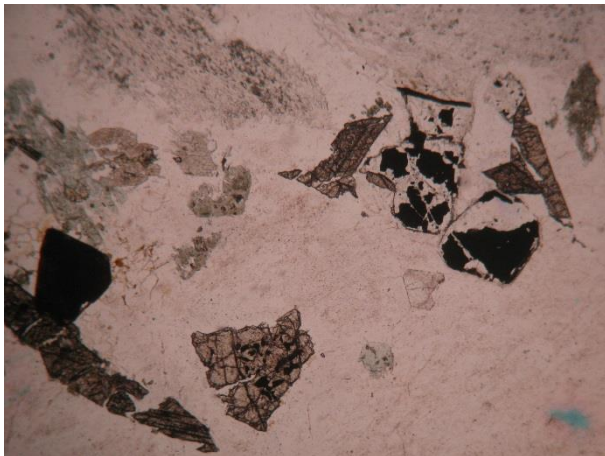
Εικ. 4.5. Δείγμα TH-11



Εικ. 4.6. Δείγμα FO-14

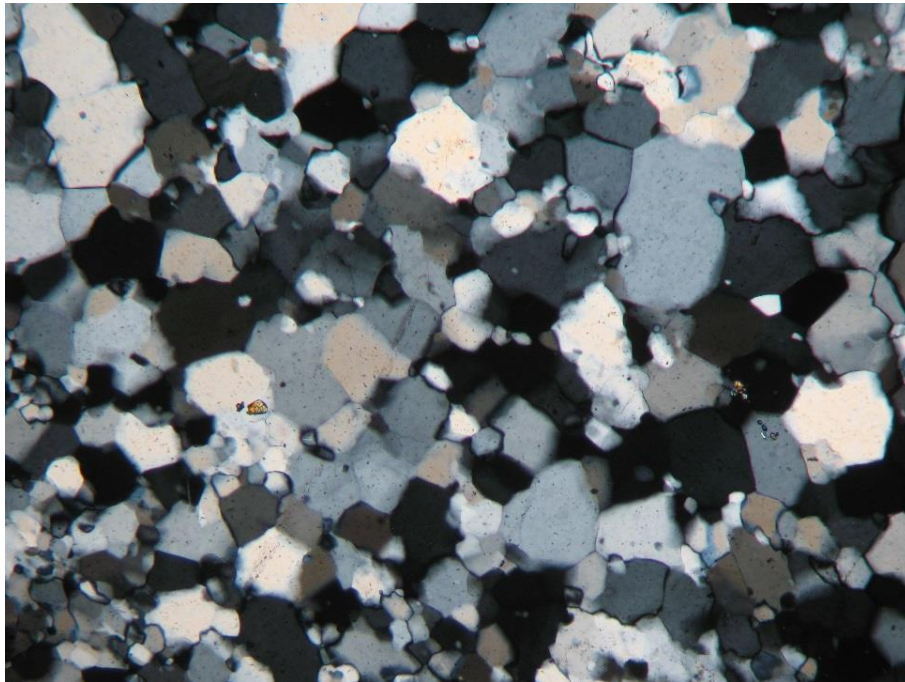
4.1.2. Μικροσκοπική εξέταση

Ο GR ταξινομείται ως γρανίτης σύμφωνα με το διάγραμμα Q-ANOR (STRECKEISEN & LeMAITRE, 1979) Ο ιστός είναι γρανιτικός και μερικές φορές πορφυροειδής, με μεγακρυστάλλους μικροκλινή (Εικ. 4.7). Ως κύρια ορυκτά συστατικά απαντώνται χαλαζίας, μικροκλινή, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης, πράσινη κεροσίλβη. Ως επουσιώδη απαντώνται τιτανίτης, αλλανίτης, απατίτης, ζirkόνιο και μαγνητίτης. Ως δευτερογενή ορυκτά απαντώνται επίδοτο, χλωρίτης, ακτινόλιθος και σερίκίτης. Επίσης, έχει βρεθεί ασβεσίτης μέσα σε ρωγμώσεις.

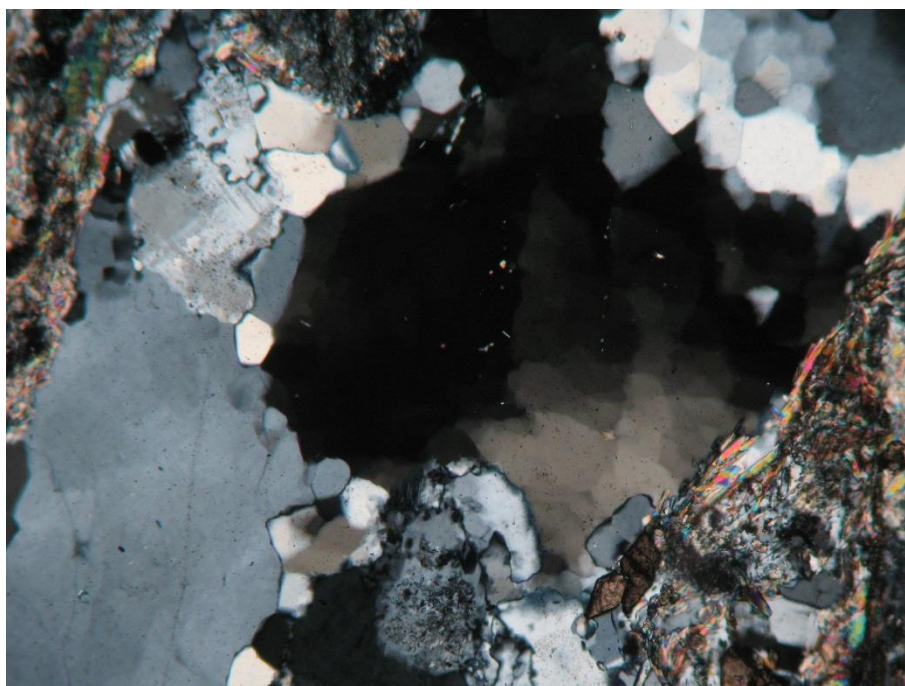


Εικ. 4.7. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-9 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

Ο χαλαζίας σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους. Σε πολλές περιπτώσεις εμφανίζεται ανακρυσταλλωμένος, μυλονιτιωμένος, ή και θρυμματισμένος. Στην Εικ. 4.8 παρατηρείται η ανακρυστάλλωση του χαλαζία, λόγω μεταμορφικών διεργασιών, ενώ στην Εικ.4.9, μια πιο τυπική εμφάνισή του. Οι Εικ.4.2 και 4.8, προέρχονται από το δείγμα ΤΗ-20, που χαρακτηρίζεται από μυλονιτική υφή.



Εικ. 4.8. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής OX-1 με Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

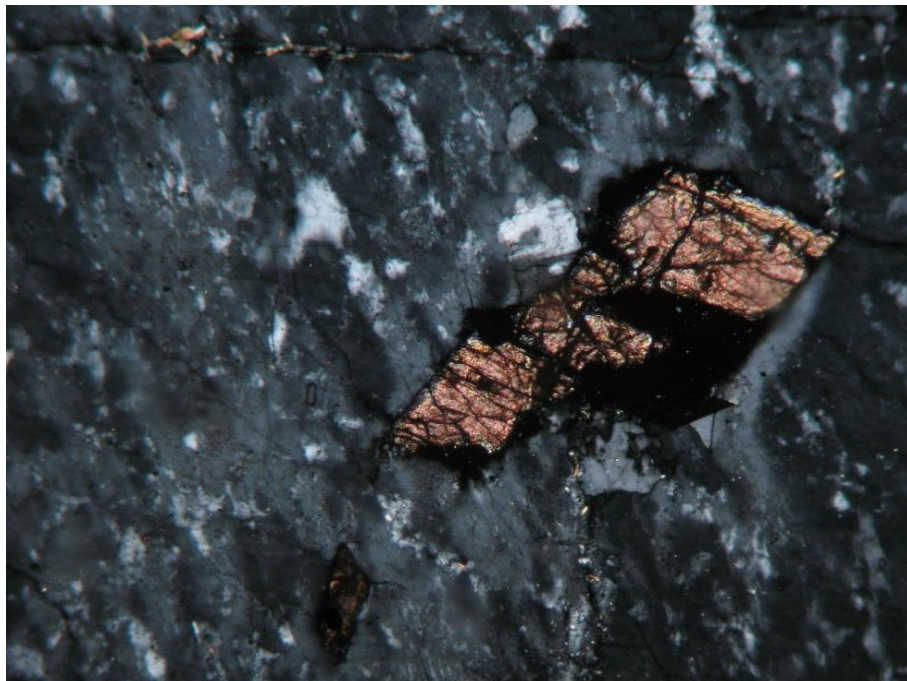


Εικ. 4.9. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής ΤΗ-20 με Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

Ο καλιούχος άστριος είναι μικροκλινής και σε ορισμένα μόνο σημεία παρατηρείται καολινιωμένος. Περιέχει περθίτες και στις περισσότερες περιπτώσεις αποτελεί τους μεγακρυστάλλους που φαίνονται μακροσκοπικά. Εγκλείει χαλαζία, πλαγιόκλαστο, πράσινη κερυστίλβη, τιτανίτη, ζirkόνιο, ακτινόλιθο και επίδοτο.

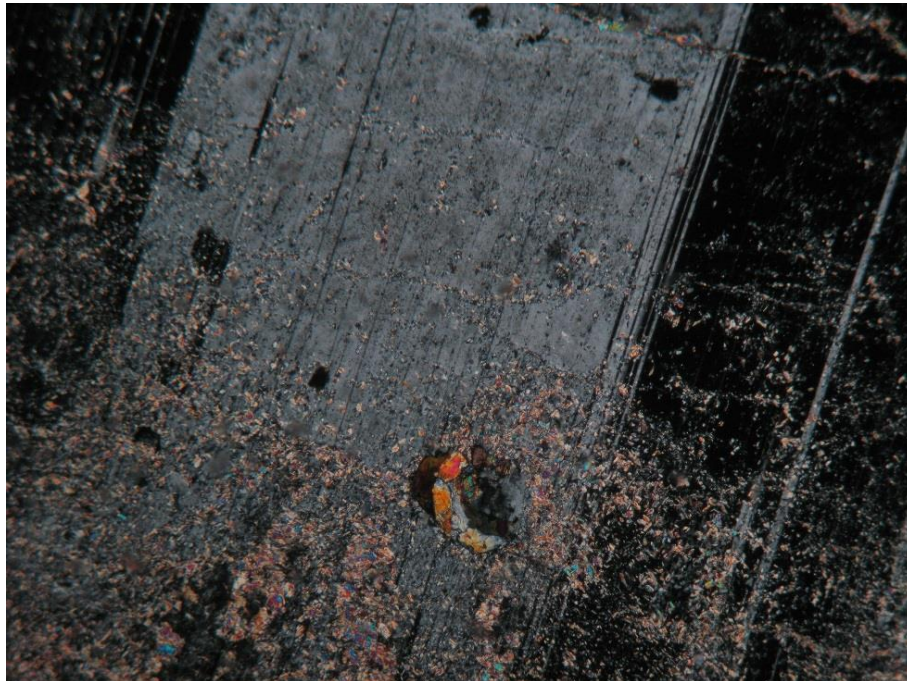


Εικ. 4.10. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-15 με Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.



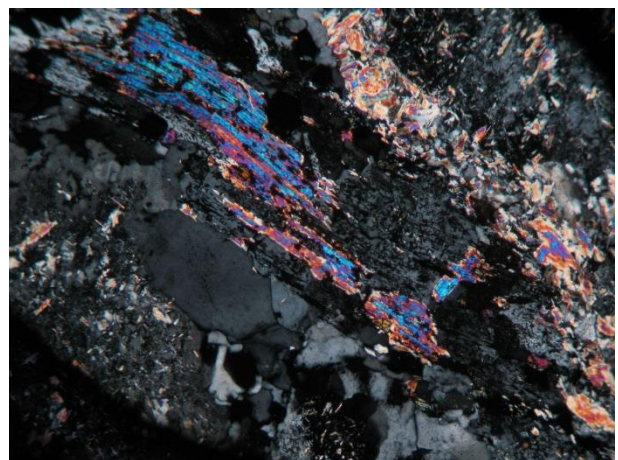
Εικ. 4.11. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-3 με Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

Το πλαγιόκλαστο απαντάται σε αλλοτριόμορφους κρυστάλλους και πιο σπάνια σε υπιδιόμορφους. Είναι έντονα αλλοιωμένο σε σερικήτη, με αποτέλεσμα στις περισσότερες περιπτώσεις να μην διακρίνεται η δομή του.



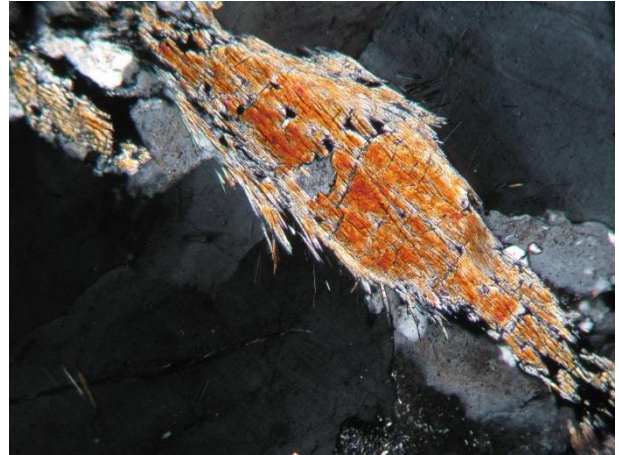
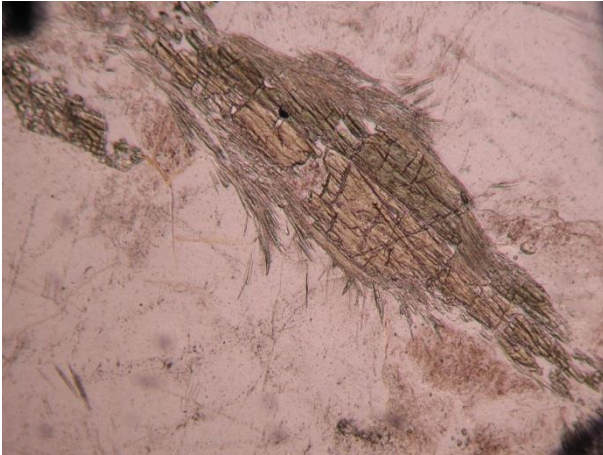
Εικ. 4.12. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-5 με Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

Ο βιοτίτης δεν εμφανίζεται σε όλες τις τομές, Είναι συνήθως αποχρωματισμένος, σπάνια εμφανίζεται καστανός και συνήθως είναι αλλοιωμένος προς χλωρίτη. Εμφανίζει πλεοχρωισμό και τα χρώματα κυμαίνονται από καστανά έως άχρωμα.

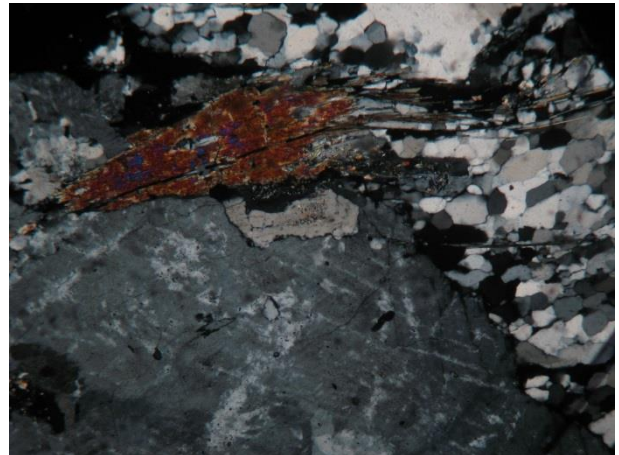
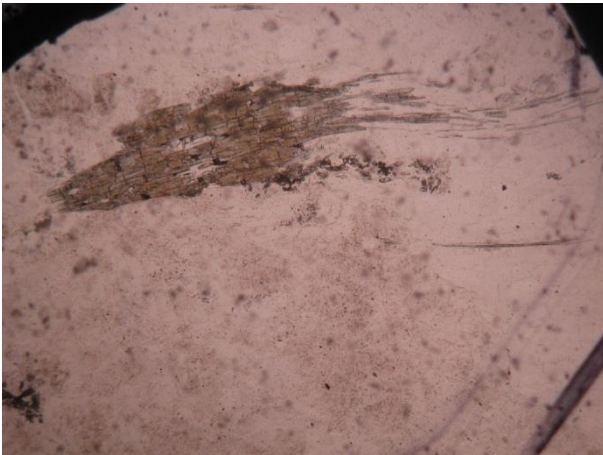


Εικ. 4.13. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-10 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

Η πράσινη κεροσίλβη εμφανίζεται ιδιομόρφη έως υπιδιόμορφη. Στα περισσότερα δείγματα είναι αλλοιωμένη προς ακτινόλιθο. Εμφανίζει διδυμίες και πλεοχρωισμό με χρώματα να κυμαίνονται από πράσινο έως ελαφρύ πράσινο. Εγκλείει ζirkόνιο, απατίτη και τιτανίτη.

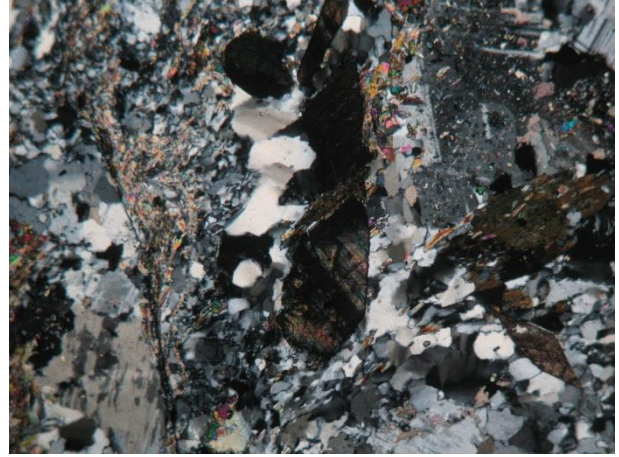
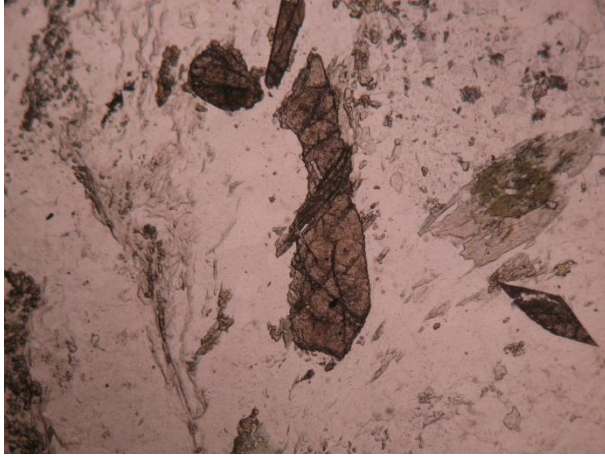


Εικ. 4.14. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής XA-1 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

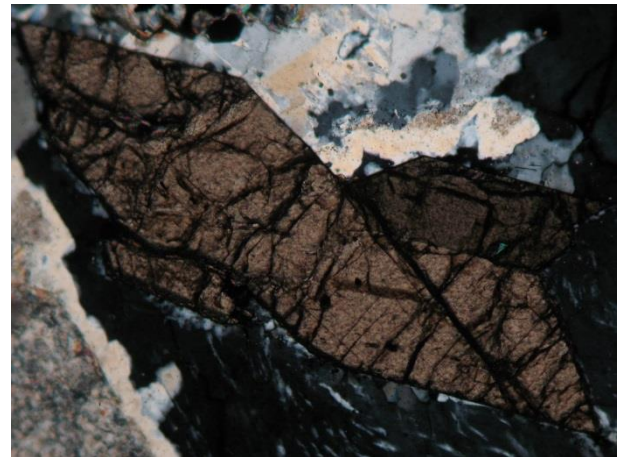
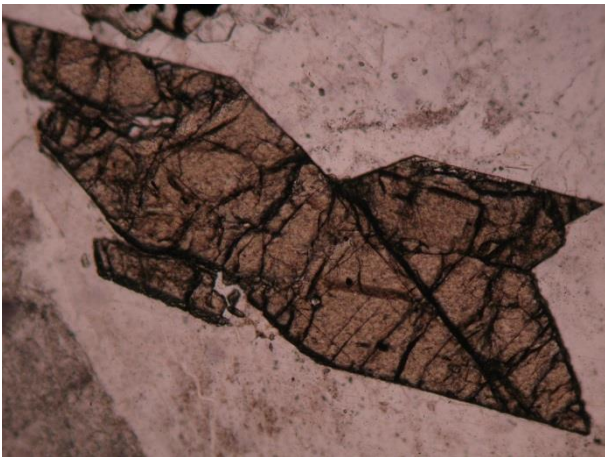


Εικ. 4.15. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-14 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

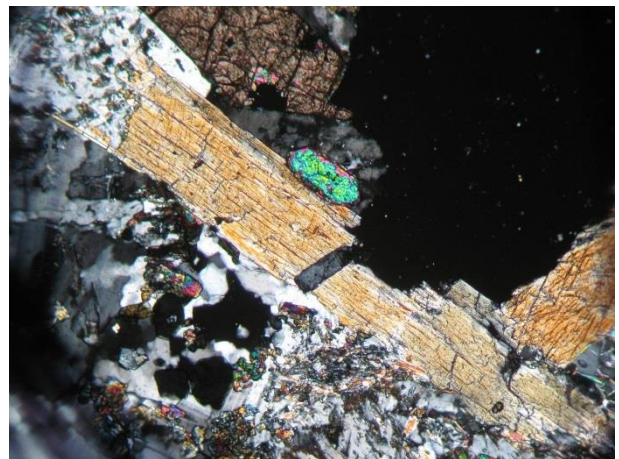
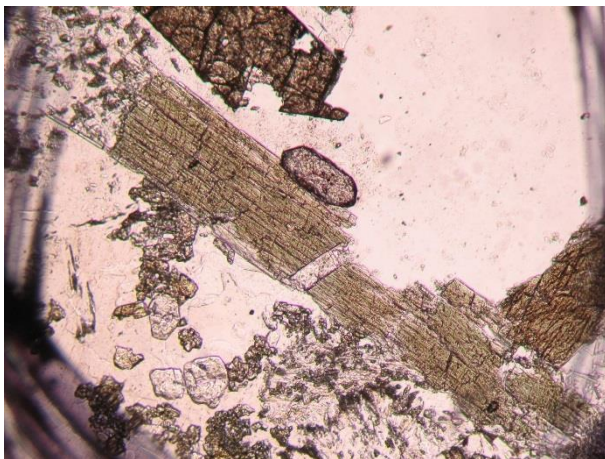
Τα επουσιώδη ορυκτά που εμφανίζονται στον GR, είναι τιτανίτης (Εικ. 4.16, 4.17), απατίτης (Εικ. 4.19), αλλανίτης (Εικ. 4.21, 4.22), ζirkόνιο (Εικ.4.18), χλωρίτης, ακτινόλιθος, και σε ορισμένα δείγματα ασβεστίτης, που πληρώνει τις ρωγμώνσεις.



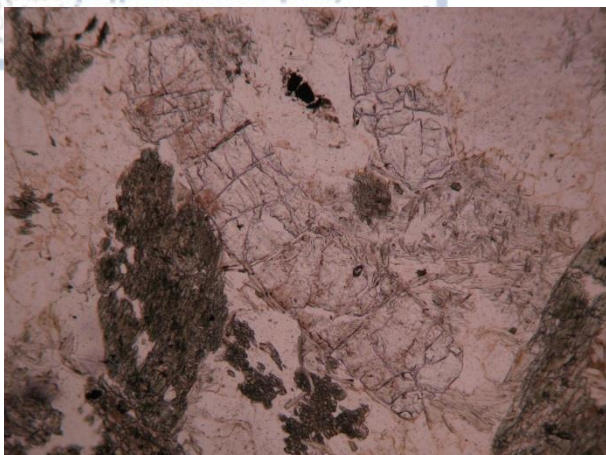
Εικ. 4.16. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής VI-4 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.



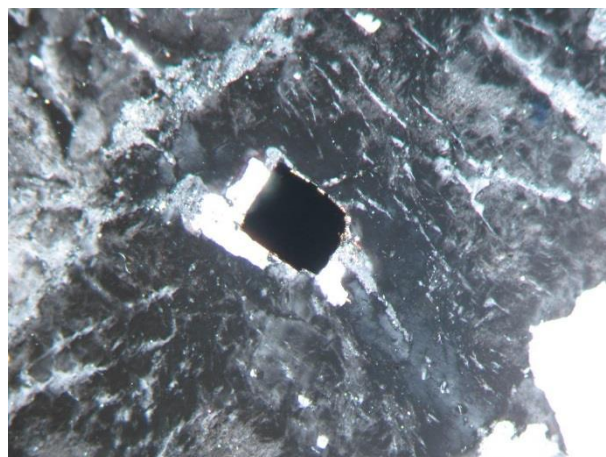
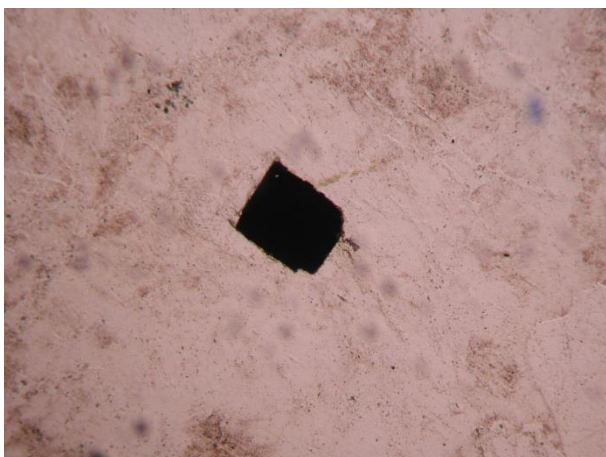
Εικ. 4.17. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-9 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.



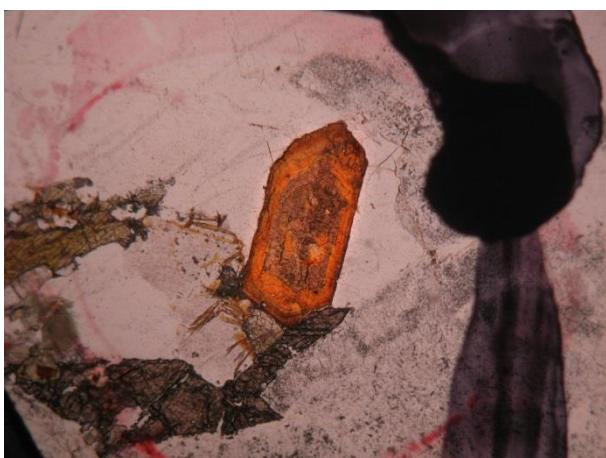
Εικ. 4.18. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής ΧΑ-1 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.



Εικ. 4.19. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-3 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.



Εικ. 4.20. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής GA-5 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.



Εικ. 4.21. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-1 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.



Εικ. 4.22. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής TH-13 με Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

4.2. Λεπτόκοκκα εγκλείσματα χαλαζιακής μονζονιτικής σύστασης (ΜΜΕ)

4.2.1. Μακροσκοπική περιγραφή

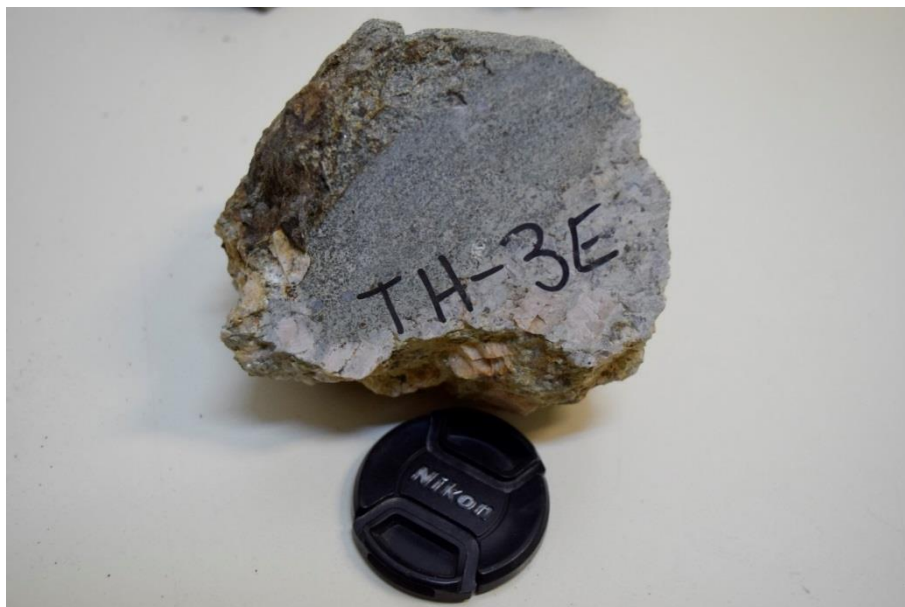
Ο ΜΜΕ, μακροσκοπικά, έχει λεπτόκοκκη εμφάνιση έως μεσόκοκκη, με ελάχιστους κρυστάλλους να ξεχωρίζουν από μάζα. Κατά περιπτώσεις, ξεχωρίζουν τα πλαγιόκλαστα, η πράσινη κερυστίλβη και ο βιοτίτης. Το χρώμα είναι σκούρο πράσινο έως τεφρό. Σε ορισμένες περιπτώσεις, εμφανίζεται τεκτονισμένος, με αποτέλεσμα μια εμφανή σχιστότητα. Στις Εικ. 4.23 έως 4.25, παρουσιάζονται τρεις εικόνες από τα μακροσκοπικά δείγματα.



Εικ. 4.23. Δείγμα FO-16E



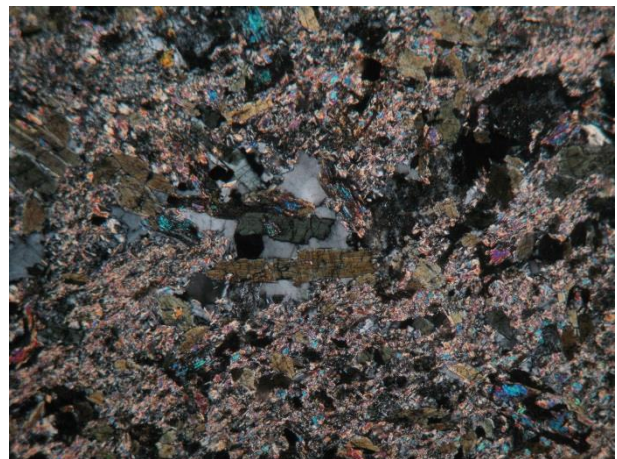
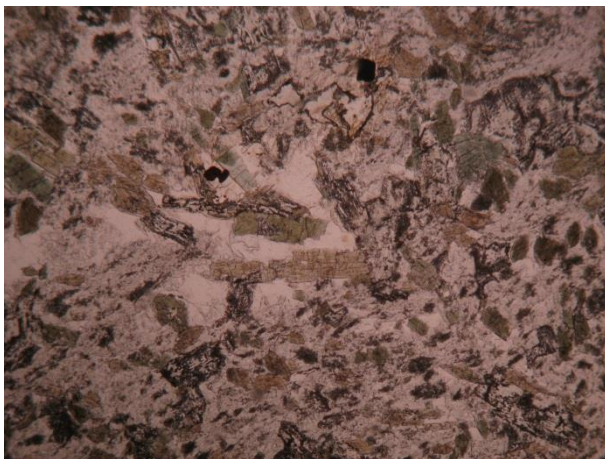
Εικ. 4.24. Δείγμα TH-14E



Εικ. 4.25. Δείγμα TH-3E

4.2.2. Μικροσκοπική περιγραφή

Ο ΜΜΕ ταξινομείται ως χαλαζιακός μονζονίτης, σύμφωνα με το διάγραμμα Q-ANOR. Ο ιστός είναι γρανιτικός. Έχει τα ίδια ορυκτά με τον GR, αλλά με περισσότερα φεμικά, και ελάχιστο έως μηδαμινό χαλαζία. Ως κύρια ορυκτά, απαντώνται το πλαγιόκλαστο, ο μικροκλινής, ο χαλαζίας, ο βιοτίτης και η πράσινη κερυστίλβη. Ως επουσιώδη ορυκτά, απαντώνται ο τιτανίτης, ο απατίτης, το ζirkόνιο και ο αλλανίτης. Ως δευτερογενή ορυκτά, απαντώνται ακτινόλιθος, σερίκίτης, μοσχοβίτης και επίδοτο. Στην Εικ. 4.26, παρουσιάζεται ο αντιπροσωπευτικός ιστός του ΜΜΕ.

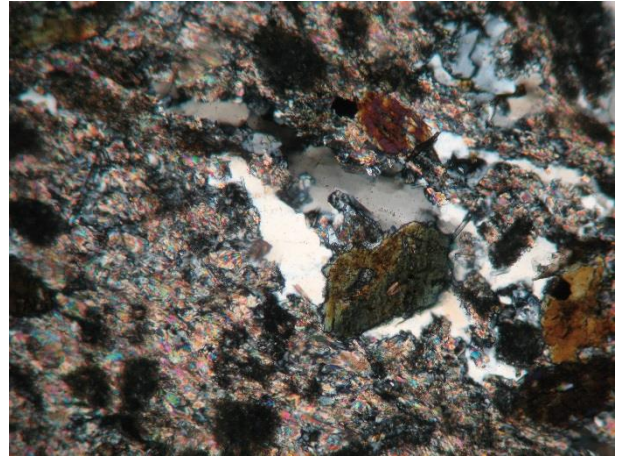
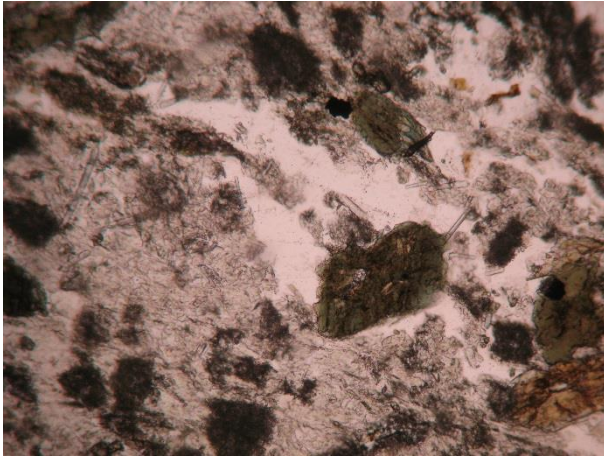


Εικ. 4.26. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-16E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.



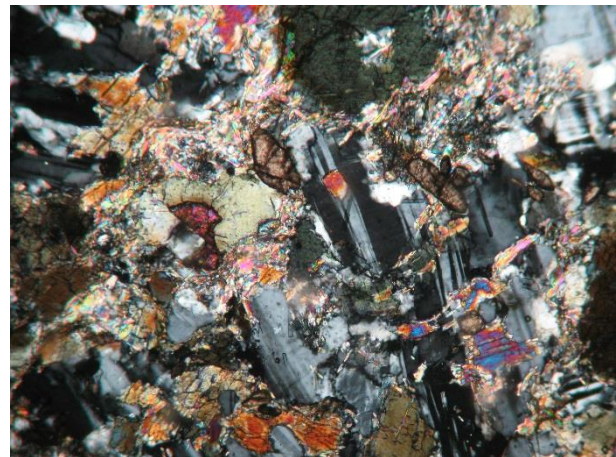
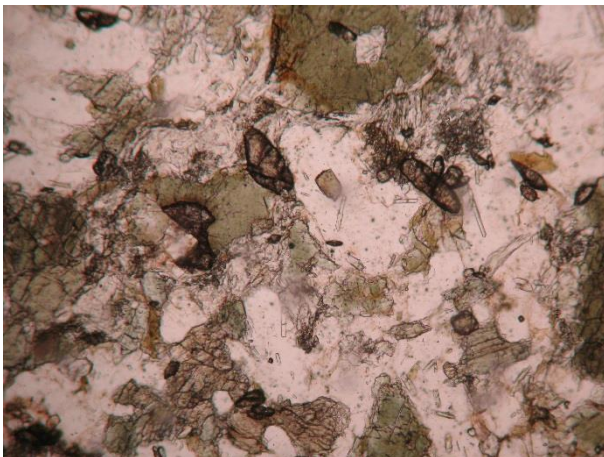
Εικ. 4.27. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής GA-7E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

Ο χαλαζίας που περιέχουν τα εγκλείσματα, στις περισσότερες περιπτώσεις, είναι ελάχιστος προς καθόλου. Στις περιπτώσεις που εμφανίζεται, είναι αλλοτριόμορφος και μικροκρυσταλλικός, με κυματοειδή κατάσβεση, που υποδεικνύει την τεκτονική καταπόνηση του πετρώματος.



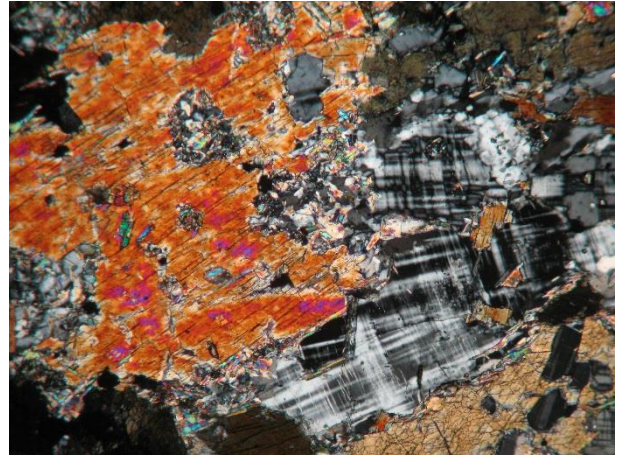
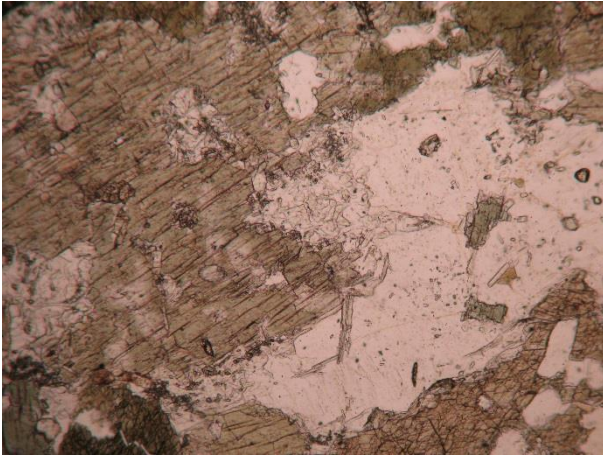
Εικ. 4.28. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής TH-14E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

Το πλαγιόκλαστο, όπως και στον GR, απαντάται σε αλλοτριόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Είναι έντονα αλλοιωμένο σε σερικήτη, με αποτέλεσμα στις περισσότερες περιπτώσεις να μην διακρίνεται η δομή του.



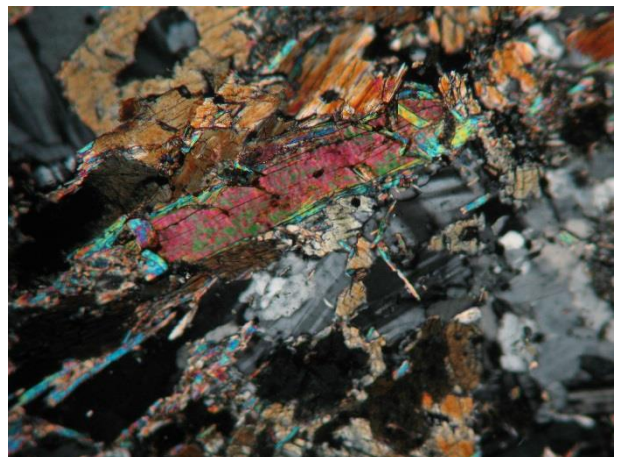
Εικ. 4.29. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής PE-9E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

Ο καλιούχος άστριος είναι μικροκλινή. Εμφανίζεται σε μικρούς υπιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους, ελαφρά έως πολύ καολινιωμένους.



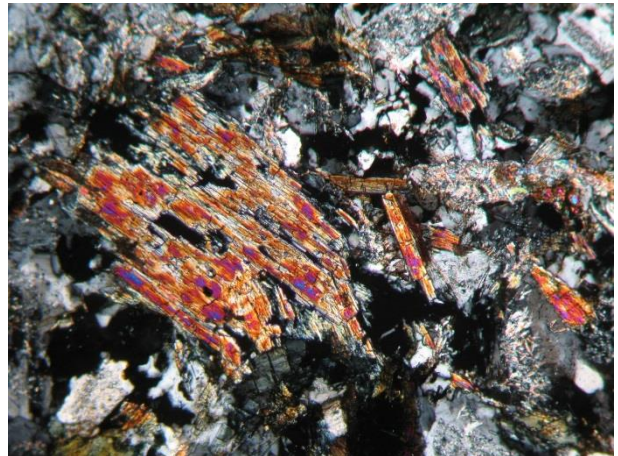
Εικ. 4.30. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-16E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

Ο βιοτίτης εμφανίζεται σε ιδιόμορφους κρυστάλλους. Κατά κύριο λόγο, είναι αλλιωμένοι σε χλωρίτη. Σπάνια εμφανίζεται καστανός. Βρίσκεται σε μεγαλύτερα ποσοστά, απ' ό τι στον GR. Εμφανίζει πλεοχρωισμό και τα χρώματα του κυμαίνονται από πράσινα και καστανά έως άχρωμα. Πολλές φορές είναι εντελώς αποχρωματισμένος.

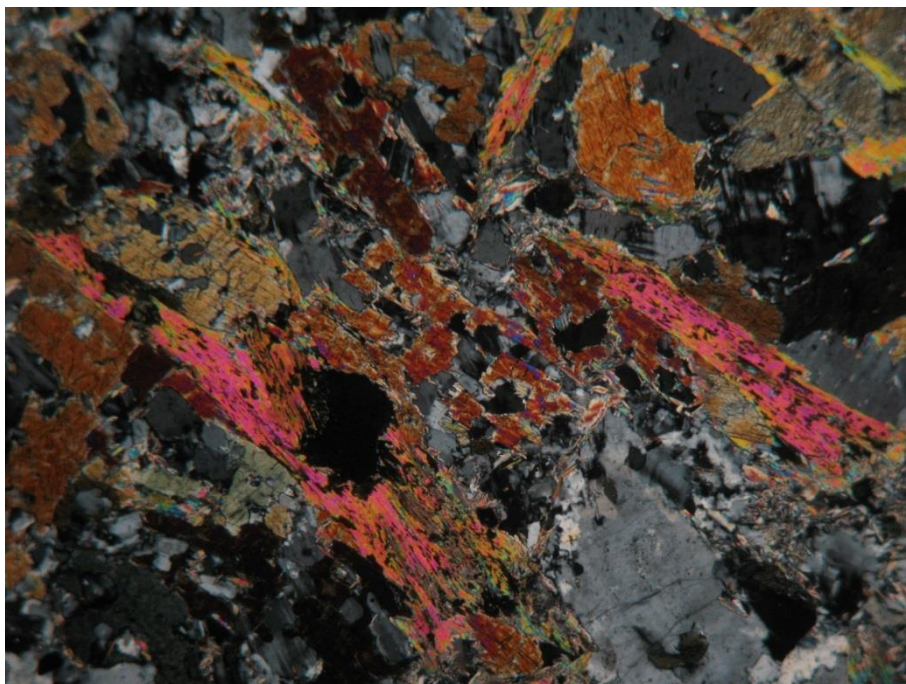


Εικ. 4.30. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής PE-9E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

Η πράσινη κεροσίλβη εμφανίζεται σε ιδιόμορφους κρυστάλλους, που πολλές φορές παρουσιάζουν διδυμία. Είναι, σχεδόν πάντα, αλλοιωμένη προς ακτινολίθο. Βρίσκεται σε μεγαλύτερα ποσοστά, απ' ό τι στον GR.

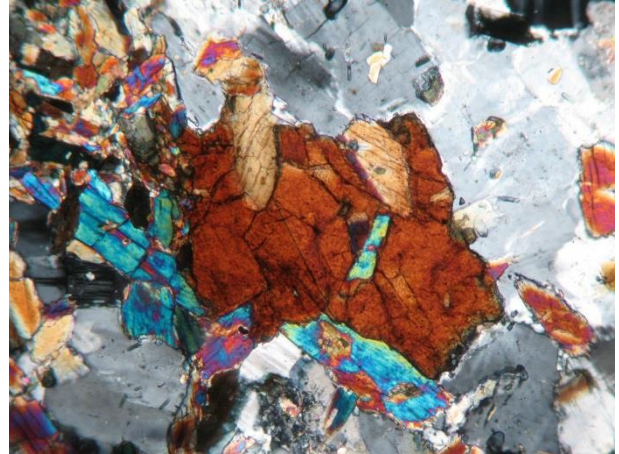
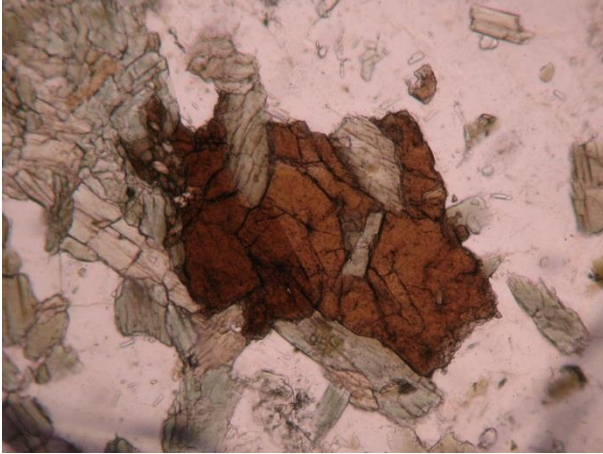


Εικ. 4.30. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής GA-5E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

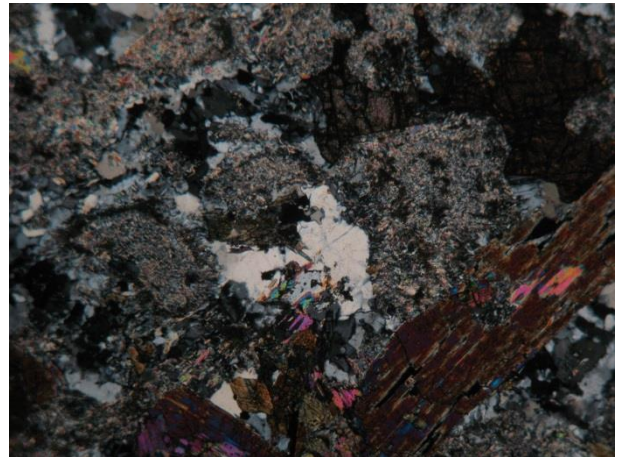


Εικ. 4.31. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής TH-13 με Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.

Τα επουσιώδη ορυκτά που εμφανίζονται στον ΜΜΕ, είναι τα ίδια με αυτά του GR. Εμφανίζει τιτανίτη (Εικ. 4.33), αλλοτριόμορφο και ιδιόμορφο, επίδοτο (Εικ. 4.34), χλωρίτη (Εικ. 4.34), αλλανίτη (Εικ. 4.32), επίσης αλλοτριόμορφο, μαγνητίτη, απατίτη και ζirkόνιο.



Εικ. 4.32. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής PE-8E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.



Εικ. 4.33. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-11E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.



Εικ. 4.34. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής GA-7E με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

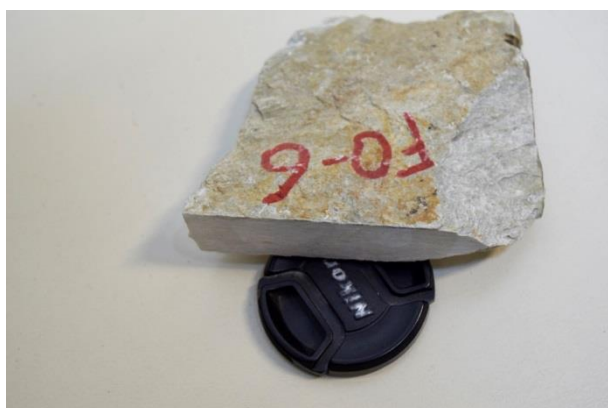
4.3. Απλιτικές διεισδύσεις (APL)

4.3.1. Μακροσκοπική περιγραφή

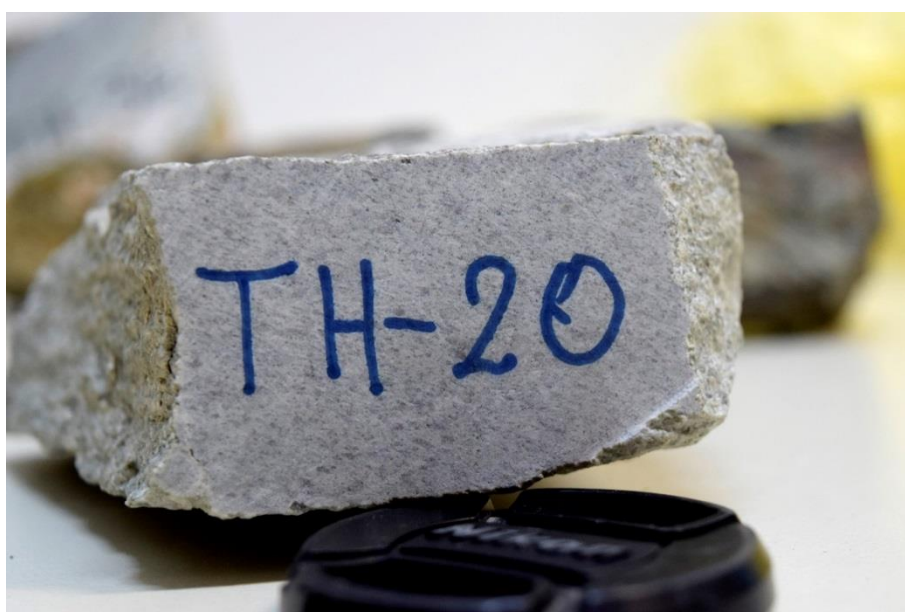
Ο πετρογραφικός τύπος APL, μακροσκοπικά, έχει λεπτόκοκκη εμφάνιση έως μεσόκοκκη. Γενικά, οι κρύσταλλοι είναι αρκετά λεπτόκοκκοι, ενώ κατά περιπτώσεις ξεχωρίζουν πορφυροκλάστες από αστρίους και χαλαζία. Το χρώμα είναι λευκό έως ρόδινο. Στις περισσότερες περιπτώσεις, εμφανίζεται τεκτονισμένος, με αποτέλεσμα μια εμφανή φολίδωση και την δημιουργία ρευματώδης υφής. Τα δείγματα μπορούν να χαρακτηριστούν, τεκτονικά, ως μυλωνίτες, και πιο συγκεκριμένα από πρωτομυλωνίτες έως και υπερμυλωνίτες. Παρακάτω, παρουσιάζονται τρεις φωτογραφίες από τα δείγματα του πετρογραφικού τύπου.



Εικ. 4.35. Δείγμα FO-17



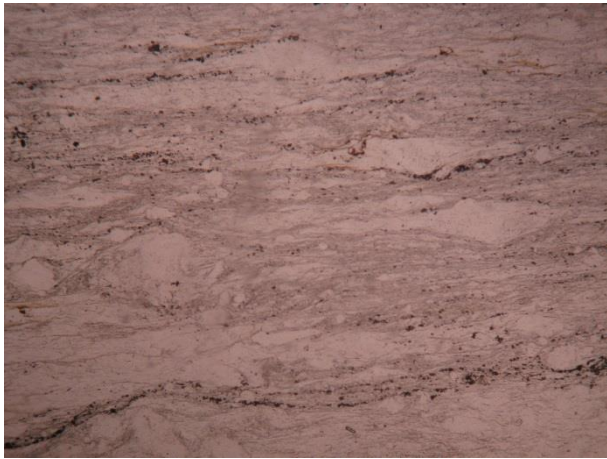
Εικ. 4.36. Δείγμα FO-6



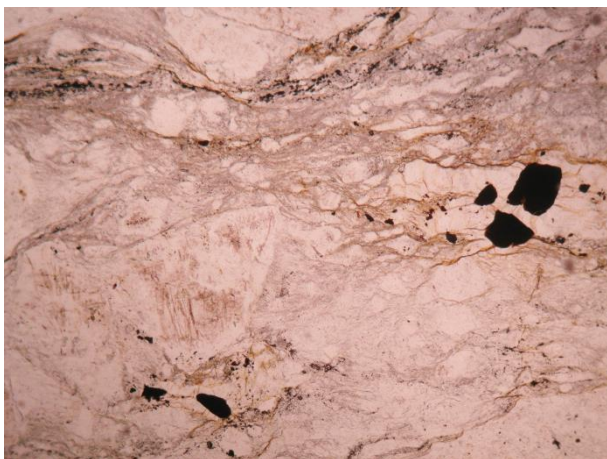
Εικ. 4.37. Δείγμα TH-20

4.3.2. Μικροσκοπική περιγραφή

Μικροσκοπικά, ο ιστός του πετρογραφικού τύπου APL είναι κυρίως γνευσιακός, αλλά και γρανιτικός. Έχει τα ίδια ορυκτά με τον GR, αλλά χωρίς φεμικά. Ως κύρια ορυκτά, απαντώνται το πλαγιόκλαστο, ο μικροκλινής και ο χαλαζίας. Ως επουσιώδη ορυκτά, απαντάται σε μερικές τομές ο μαγνητίτης. Ως δευτερογενή ορυκτά, απαντώνται μοσχοβίτης, επίδοτο και σερίκίτης. Παρακάτω, παρουσιάζονται κάποιες πιο αντιπροσωπευτικές εικόνες του ιστού του APL.



Εικ. 4.38. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-6 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

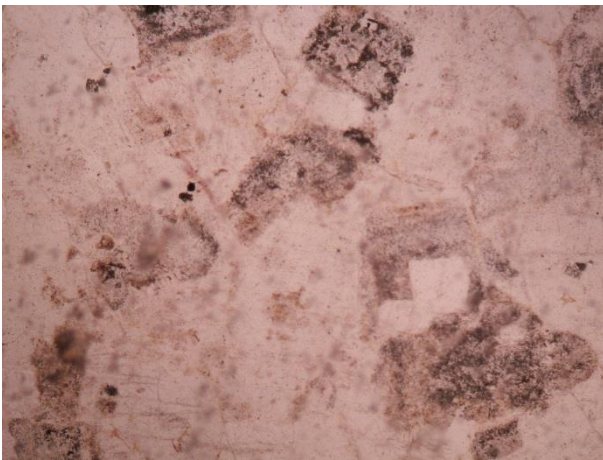


Εικ. 4.39. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-7 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

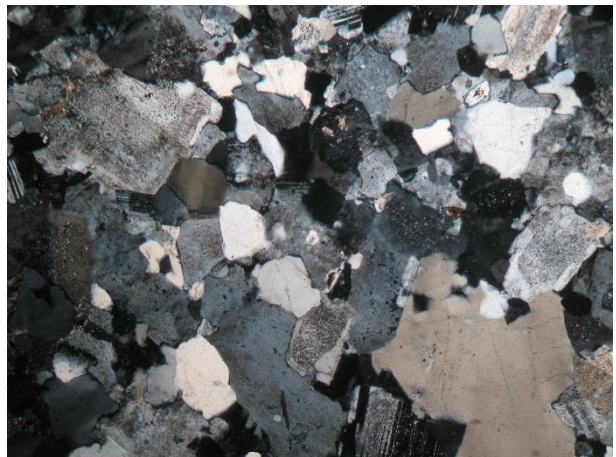
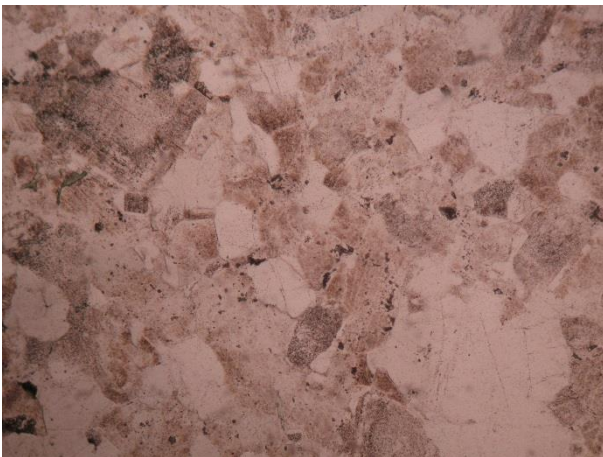
Ο χαλαζίας εμφανίζεται σε μεγακρυστάλλους, ως φακός, είτε ανακρυσταλλωμένος, δημιουργώντας λοβοειδή γρανοβλαστικό ιστό.

Ο καλιούχος άστριος είναι μικροκλινής. Εμφανίζεται σε μεγακρυστάλλους, είτε σε μικρότερους στον γρανιτικό ιστό και είναι καολινιωμένος.

Το πλαγιόκλαστο βρίσκεται επίσης σε μεγακρυστάλλους, είτε σε μικρότερους. Είναι αλλοιωμένο σε σερικήτη, σε μεγαλύτερο ή σε μικρότερο βαθμό.



Εικ. 4.40. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής FO-2 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 10×10.



Εικ. 4.41. Φωτογραφία από πολωτικό μικροσκόπιο της τομής GA-8 με Nicols- και Nicols+ και οπτικό φακό 5×10.

Τα επουσιώδη ορυκτά που εμφανίζονται, είναι κυρίως μεταλλικά ορυκτά, σερικήτης, δευτερογενής μοσχοβίτης και επίδοτο και ελάχιστος χλωρίτης.

5. Ορυκτολογία

Η ορυκτολογική μελέτη του πλουτωνίτη της Καστοριάς πραγματοποιήθηκε από την ΓΡΗΓΟΡΙΑΔΟΥ κ.α. (2003). Τα παρακάτω αποτελούν συμπεράσματα από την μελέτη αυτής της εργασίας.

5.1. Χαλαζίας

Ο χαλαζίας απαντάται και στους δύο πετρογραφικούς τύπους. Είναι αλλοτριόμορφος, καλύπτοντας τα διάκενα ανάμεσα στους κρυστάλλους των λοιπών ορυκτών. Εμφανίζει κυματοειδή κατάσβεση (Fig. 6) και είναι τεκτονικά καταπνημένος (Fig. 7).

5.2. Κ-άστριοι

Ο καλιούχος άστριος είναι μικροκλινής με περθίτες και καολινιωμένος. Παρουσιάζονται και στους δύο πετρογραφικούς τύπους. Απαντάται σε μικροκρυστάλλους έως μεγακρυστάλλους (0,3 mm έως 5 cm). Μακροσκοπικά, εμφανίζονται με χρώματα από λευκό έως ροζ.

5.3. Πλαγιόκλαστα

Τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζονται και στους δύο πετρογραφικούς τύπους. Είναι έντονα σερικιτωμένα και αλλοιωμένα, σε σημείο που σε αρκετά δείγματα δεν διατηρούν την δομή τους και αποτελούν την θεμελιώδη μάζα. Το μέγεθος των κρυστάλλων κυμαίνεται από 0,05 έως 2 mm. Μακροσκοπικά εμφανίζονται σημειακά λευκά και στο σύνολο πράσινα, λόγω σερικιτίωσης, προσδίδοντας και στο πέτρωμα το χαρακτηριστικό πράσινο χρώμα.

5.4. Βιοτίτης

Ο βιοτίτης παρουσιάζεται και στους δύο πετρογραφικούς τύπους. Εμφανίζει κυματοειδή κατάσβεση λόγω τεκτονικής καταπόνησης και το χρώμα τους είναι καστανό. Στις περισσότερες τομές εμφανίζεται αποχρωματισμένος, δημιουργώντας δευτερογενή λευκό μαρμαρυγία. Το μέγεθος των κρυστάλλων κυμαίνεται από 0,2 έως 3,5 cm.

5.5. Αμφίβολοι

Οι αμφίβολοι παρουσιάζονται και στους δύο πετρογραφικούς τύπους. Είναι με την μορφή πράσινης κεροστίλβης, πιο συγκεκριμένα μαγνησιο-κεροστίλβης και εδενίτη. Εμφανίζεται ιδιόμορφη, και στις περισσότερες περιπτώσεις αλλοιωμένη. Σε ορισμένες τομές παρουσιάζει περιφερειακή ή ολική μετατροπή σε ακτινόλιθο. Μπορεί να περιέχουν εγκλεισμένους κρυστάλλους απατίτη, τιτανίτη και μεταλλικών ορυκτών

5.6. Τιτανίτης

Ο τιτανίτης εμφανίζεται με ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Εμφανίζεται και στους δυο πετρογραφικούς τύπους και οι κρύσταλλοι του κυμαίνονται από 0,2 έως 2,5 mm.

5.7. Επίδοτο & Αλλανίτης

Το επίδοτο αποτελεί δευτερογενή ορυκτό, προϊόν της αλλοίωσης των πλαγιокλάστων, και εμφανίζεται με ιδιόμορφους κρυστάλλους. Το μέγεθος των κρυστάλλων κυμαίνεται από 0,2 έως 2 mm.

Ο αλλανίτης εμφανίζεται επίσης με ιδιόμορφους κρυστάλλους καστανού χρώματος και θεωρείται προϊόν πρωτογενούς μάγματος κρυστάλλωσης (HILDRETH 1979, GROMET & SILVER 1983).

5.8. Μαγνητίτης

Τα αδιαφανή ορυκτά που εμφανίζονται και στους πετρογραφικούς τύπους χαρακτηρίζονται ως μαγνητίτες και εμφανίζονται υπιδιόμορφοι, κυρίως με κεροστίλβη.

5.9. Χλωρίτης

Αποτελεί δευτερογενές ορυκτό από την αλλοίωση της κεροστίλβης και του βιοτίτη, εμφανίζεται με πράσινα έως υποπράσινα χρώματα και συχνά με μεταλλικά ορυκτά.

5.10. Σερικήτης

Ο σερικήτης αποτελεί προϊόν της αλλοίωσης των πλαγιокλάστων και είναι υπαρκτός σε όλα τα δείγματα, σε ορισμένα δημιουργώντας αρκετά μεγάλους κρυστάλλους.

6.1 Γενικά

Για την εξέταση του πλουτωνίτη της Καστοριάς, από γεωχημική άποψη (ταξινόμηση, μεταβολές, εξέλιξη του μάγματος, προέλευση) χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα από 8 αναλύσεις σε δείγματα του MME, 21 αναλύσεις σε δείγματα του GR και 1 σε δείγμα του υποβάθρου, για κύρια στοιχεία και κάποια ιχνοστοιχεία, με την μέθοδο XRF, και με την μέθοδο ICP-MS-LA, έγιναν αναλύσεις σε 4 δείγματα του MME, σε 2 δείγματα του GR και σε 1 δείγμα του υποβάθρου, σε ιχνοστοιχεία. Οι αναλύσεις έγιναν σε αντιπροσωπευτικά δείγματα του κύριου πλουτωνίτη, όσο και στα εγκλείσματά του. Δυστυχώς, δεν αναλύθηκαν δείγματα του πετρογραφικού τύπου APL.

Από τις αναλύσεις των κύριων στοιχείων των δειγμάτων, προσδιορίστηκε η δυνητική σύστασή τους (norm), με την μέθοδο CIPW.

Στον Πιν. 6.1, δίνονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων με τη μορφή οξειδίων καθώς και οι αντίστοιχες δυνητικές συστάσεις (CIPW-norm) και ο δείκτης διαφοροποίησης (D.I.).

Πιν. 6.1. Χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων στα αντιπροσωπευτικά δείγματα του πλουτωνίτη της Καστοριάς, με την μέθοδο XRF, και οι δυντικές τους συστάσεις, με την μέθοδο CIPW.

Δείγμα	GR PE-11	GR MAK-1	GR PE-1	GR TH-5	GR OX-6
SiO ₂	66.30	66.81	68.15	68.76	68.84
TiO ₂	0.42	0.51	0.39	0.31	0.40
Al ₂ O ₃	15.89	14.84	15.02	14.47	14.83
Fe ₂ O ₃	3.24	3.46	2.78	2.24	2.98
MnO	0.08	0.07	0.07	0.06	0.08
MgO	1.25	1.67	1.16	0.98	1.18
CaO	3.17	2.84	2.55	2.30	2.79
K ₂ O	4.05	4.27	4.28	4.52	3.93
Na ₂ O	4.07	3.54	3.81	3.83	3.91
P ₂ O ₅	0.17	0.22	0.16	0.12	0.15
L.O.I.	0.96	1.37	1.24	1.33	1.35
Σύνολο	99.60	99.60	99.61	98.92	100.44
Qtz	19.15	22.07	22.95	23.41	24.08
Co	0	0	0	0	0
Or	23.93	25.23	25.29	26.71	23.22
Ab	34.44	29.95	32.24	32.41	33.08
An	13.13	11.99	11.24	8.94	11.31
Di	0.64	0	0	0.92	0.37
Hy	2.82	4.16	2.89	2.01	2.77
Ilm	0.17	0.15	0.15	0.12	0.17
Sph	0.82	0.47	0.26	0.6	0.76
Hem	3.24	3.46	2.78	2.24	2.98
Zr	0.04	0	0	0.03	0
Ap	0.4	0.52	0.38	0.28	0.36
Rt	0	0.24	0.21	0	0
D.I.	77.52	77.25	80.48	82.53	80.38

Πιν. 6.1. (συνέχεια)

Δείγμα	GR PE-3	GR FO-15	GR TH-11	GR FO-1	GR TH-12
SiO ₂	69.34	69.52	69.60	69.64	69.70
TiO ₂	0.38	0.32	0.36	0.31	0.34
Al ₂ O ₃	14.31	14.55	14.67	14.65	14.46
Fe ₂ O ₃	2.77	2.35	2.59	2.53	2.52
MnO	0.08	0.06	0.06	0.07	0.06
MgO	1.16	0.90	1.10	0.89	1.10
CaO	2.47	2.31	2.27	1.94	2.21
K ₂ O	4.46	4.80	4.16	4.57	4.20
Na ₂ O	3.68	3.78	3.76	3.63	3.68
P ₂ O ₅	0.16	0.13	0.14	0.13	0.14
L.O.I.	1.51	1.47	1.06	1.11	1.08
Σύνολο	100.32	100.19	99.77	99.47	99.49
Qtz	24.7	23.68	25.7	25.92	26.24
Co	0	0	0.19	0.52	0.18
Or	26.36	28.37	24.58	27.01	24.82
Ab	31.14	31.98	31.82	30.72	31.14
An	9.36	8.56	10.35	8.78	10.05
Di	0.66	0.91	0	0	0
Hy	2.58	1.82	2.74	2.22	2.74
Ilm	0.17	0.13	0.13	0.15	0.13
Sph	0.71	0.62	0	0	0
Hem	2.77	2.35	2.59	2.53	2.52
Zr	0	0	0	0	0
Ap	0.38	0.31	0.33	0.31	0.33
Rt	0	0	0.29	0.23	0.27
D.I.	82.2	84.03	82.1	83.65	82.2

Πιν. 6.1. (συνέχεια)

Δείγμα	GR OX-2	GR VI-2	GR TH-15	GR TH-8	GR MET-1
SiO ₂	69.99	70.04	70.21	70.22	70.73
TiO ₂	0.35	0.47	0.35	0.35	0.28
Al ₂ O ₃	14.16	15.35	14.99	14.64	14.39
Fe ₂ O ₃	2.73	3.33	2.55	2.53	2.01
MnO	0.07	0.07	0.07	0.08	0.05
MgO	1.02	1.39	1.01	1.07	0.83
CaO	2.56	2.26	2.56	1.11	1.81
K ₂ O	3.60	4.32	3.95	4.23	4.17
Na ₂ O	3.70	3.52	4.00	4.37	4.05
P ₂ O ₅	0.14	0.18	0.13	0.12	0.09
L.O.I.	1.03	1.46	0.88	0.99	0.85
Σύνολο	99.35	102.39	100.70	99.71	99.26
Qtz	28.16	26.63	25.33	24.98	26.35
Co	0	1.21	0	1.14	0.14
Or	21.27	25.53	23.34	25	24.64
Ab	31.31	29.78	33.85	36.98	34.27
An	11.4	10.04	11.28	4.72	8.39
Di	0	0	0	0	0
Hy	2.54	3.46	2.52	2.66	2.07
Ilm	0.15	0.15	0.15	0.17	0.11
Sph	0.27	0	0.4	0	0
Hem	2.73	3.33	2.55	2.53	2.01
Zr	0	0	0	0	0
Ap	0.33	0.43	0.31	0.28	0.21
Rt	0.16	0.39	0.11	0.26	0.22
D.I.	80.74	81.94	82.52	86.96	85.26

Πιν. 6.1. (συνέχεια)

Δείγμα	GR TH-9	GR TH-18	GR FO-4	GR FO-9	GR FO-8
SiO ₂	70.98	70.98	71.10	71.15	71.67
TiO ₂	0.27	0.31	0.28	0.37	0.24
Al ₂ O ₃	14.96	14.55	14.34	15.00	14.36
Fe ₂ O ₃	1.92	2.33	2.05	2.54	1.73
MnO	0.05	0.06	0.04	0.06	0.05
MgO	0.71	0.97	0.91	1.16	0.61
CaO	2.11	2.27	1.44	1.40	1.81
K ₂ O	3.79	4.01	4.30	5.05	3.97
Na ₂ O	4.12	3.90	3.83	3.55	4.05
P ₂ O ₅	0.08	0.13	0.11	0.13	0.08
L.O.I.	0.89	0.91	1.04	1.15	0.86
Σύνολο	99.88	100.42	99.44	101.56	99.43
Qtz	27.16	27.02	28.23	26.81	28.19
Co	0.44	0	1.03	1.46	0.16
Or	22.4	23.7	25.41	29.84	23.46
Ab	34.86	33	32.41	30.04	34.27
An	9.95	10.35	6.43	6.1	8.84
Di	0	0	0	0	0
Hy	1.77	2.42	2.27	2.89	1.52
Ilm	0.11	0.13	0.09	0.13	0.1
Sph	0	0.04	0	0	0
Hem	1.92	2.33	2.05	2.54	1.73
Zr	0	0	0	0	0.02
Ap	0.19	0.31	0.26	0.31	0.19
Rt	0.21	0.23	0.24	0.3	0.19
D.I.	84.42	83.72	86.05	86.69	85.92

Πιν. 6.1. (συνέχεια)

Δείγμα	GR TH-19	BASEMENT VI-3	MME FO-16E	MME TH-21	MME TH-16E
SiO ₂	71.68	78.93	49.53	52.22	54.92
TiO ₂	0.27	0.12	1.53	1.21	0.72
Al ₂ O ₃	14.25	11.64	12.73	15.60	14.01
Fe ₂ O ₃	1.93	0.98	10.09	8.84	8.92
MnO	0.06	0.03	0.21	0.20	0.36
MgO	0.75	0.08	7.96	4.56	5.83
CaO	1.92	0.32	8.89	7.57	7.07
K ₂ O	4.08	4.70	3.81	3.52	3.12
Na ₂ O	3.78	3.46	1.65	3.11	3.01
P ₂ O ₅	0.09	0.01	0.98	0.69	0.34
L.O.I.	0.87	0.35	2.19	1.91	1.61
Σύνολο	99.68	100.62	99.57	99.43	99.91
Qtz	29.1	40.03	1.78	2.79	6.2
Co	0.34	0.3	0	0	0
Or	24.11	27.77	22.51	20.8	18.44
Ab	31.98	29.28	13.96	26.32	25.47
An	8.94	1.54	16.08	18.21	15.5
Di	0	0	13.51	8.88	13.06
Hy	1.87	0.2	13.56	7.24	8.47
Ilm	0.13	0.06	0.39	0.43	0.72
Sph	0	0	3.25	2.42	0.84
Hem	1.93	0.98	10.09	8.84	8.92
Zr	0	0.02	0.06	0	0.03
Ap	0.21	0.02	2.32	1.63	0.81
Rt	0.2	0.09	0	0	0
D.I.	85.19		38.25	49.91	50.11

Πιν. 6.1. (συνέχεια)

Δείγμα	MME PE-9E	MME TH-12E	MME FO-12E	MME FO-11E	MME TH-5E
SiO ₂	55.04	58.23	58.86	59.36	60.89
TiO ₂	0.85	0.82	0.63	0.74	0.74
Al ₂ O ₃	11.97	13.66	12.32	15.39	14.77
Fe ₂ O ₃	6.98	7.20	6.39	6.11	5.80
MnO	0.25	0.28	0.25	0.22	0.21
MgO	8.35	5.17	6.39	4.16	3.72
CaO	7.97	5.99	5.69	4.50	4.79
K ₂ O	4.51	3.19	4.93	3.97	3.45
Na ₂ O	2.28	3.59	2.62	3.79	3.78
P ₂ O ₅	0.72	0.48	0.51	0.34	0.28
L.O.I.	1.27	1.25	1.21	1.65	1.72
Σύνολο	100.19	99.86	99.8	100.23	100.15
Qtz	2.58	9.16	8.28	8.65	12.52
Co	0	0	0	0	0
Or	26.65	18.85	29.13	23.46	20.39
Ab	19.29	30.38	22.17	32.07	31.98
An	9.11	11.74	7.3	13.26	13.15
Di	18.49	10.19	12.76	4.14	5.6
Hy	12.22	8.15	10	8.44	6.67
Ilm	0.53	0.6	0.53	0.44	0.43
Sph	1.4	1.24	0.86	1.24	1.26
Hem	6.98	7.2	6.39	6.11	5.8
Zr	0	0	0	0.03	0.04
Ap	1.71	1.14	1.21	0.81	0.66
Rt	0	0	0	0	0
D.I.	48.52	58.39	59.58	64.18	64.89

6.2. Κύρια στοιχεία

Η μελέτη της μεταβολής της χημικής σύστασης, με βάση τα κύρια στοιχεία, του πλουτωνίτη της Καστοριάς, θα πραγματοποιηθεί από τα δεδομένα των αναλύσεων, με την κατασκευή διαφόρων διαγραμμάτων μεταβολής.

Παρακάτω παρατίθενται οι αναλύσεις κυρίων στοιχείων, από τις οποίες προσδιορίστηκε και δυνητική σύστασή (norm), με την μέθοδο CIPW, καθώς και ο δείκτης διαφοροποίησης (D.I.). Σε αυτή την έρευνα, στα διαγράμματα μεταβολής οξειδίων χρησιμοποιήθηκε ο Δείκτης Διαφοροποίησης (D.I.). Ο D.I. κυμαίνεται από 38,25 έως 86,96. Στον GR κυμαίνεται από 77,25 έως 86,96, ενώ στον MME, παίρνει χαμηλότερες τιμές, από 38,25 έως 64,89.

6.2.1 Διαγράμματα οξειδίων

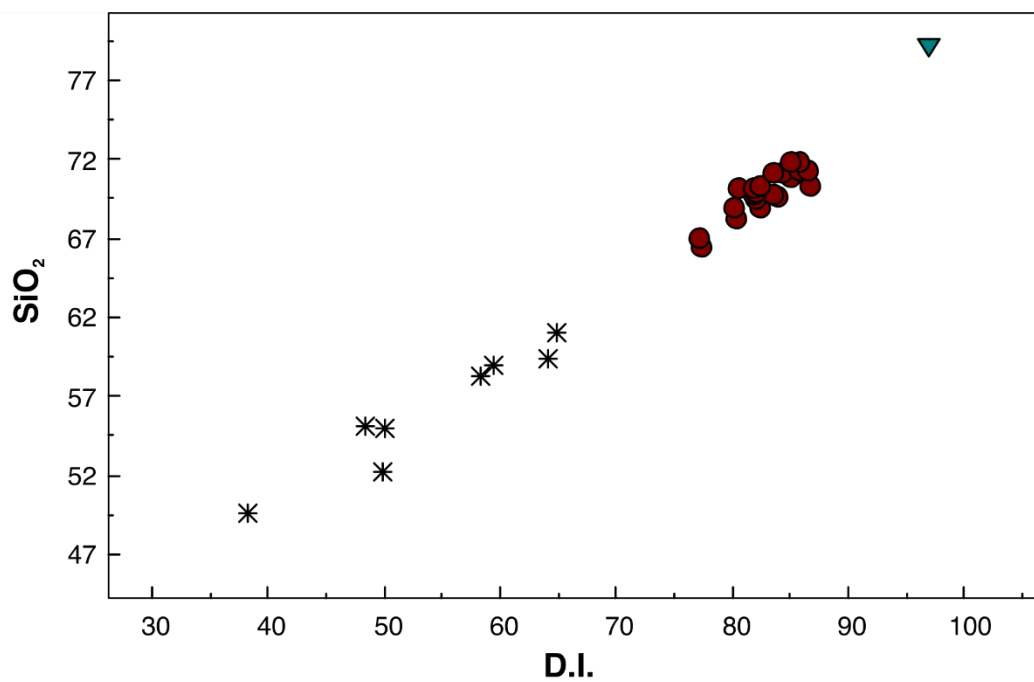
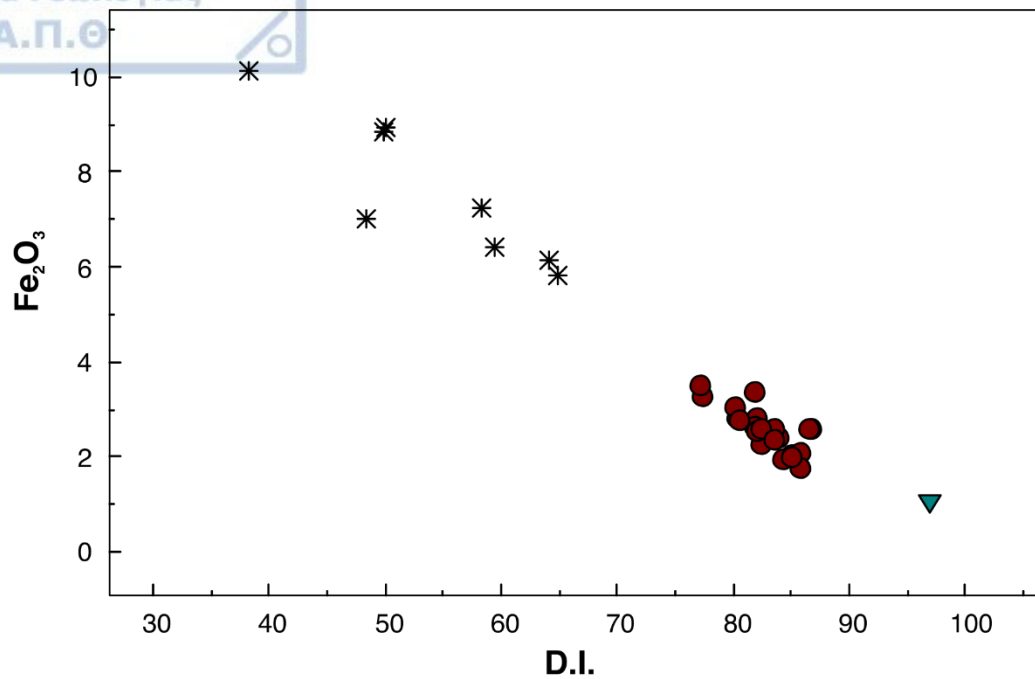
Σε αυτή την ενότητα θα αναλυθεί η συμπεριφορά των οξειδίων. Παρακάτω, δίνονται τα διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων σε σχέση με των Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.). Το υπόβαθρο προβάλλεται μόνο για συγκριτικούς σκοπούς. Τα οξείδια έχουν υπολογιστεί σε βάρος %.

Στα διαγράμματα, θα ισχύει ο εξής συμβολισμός για τους πετρογραφικούς τύπους:

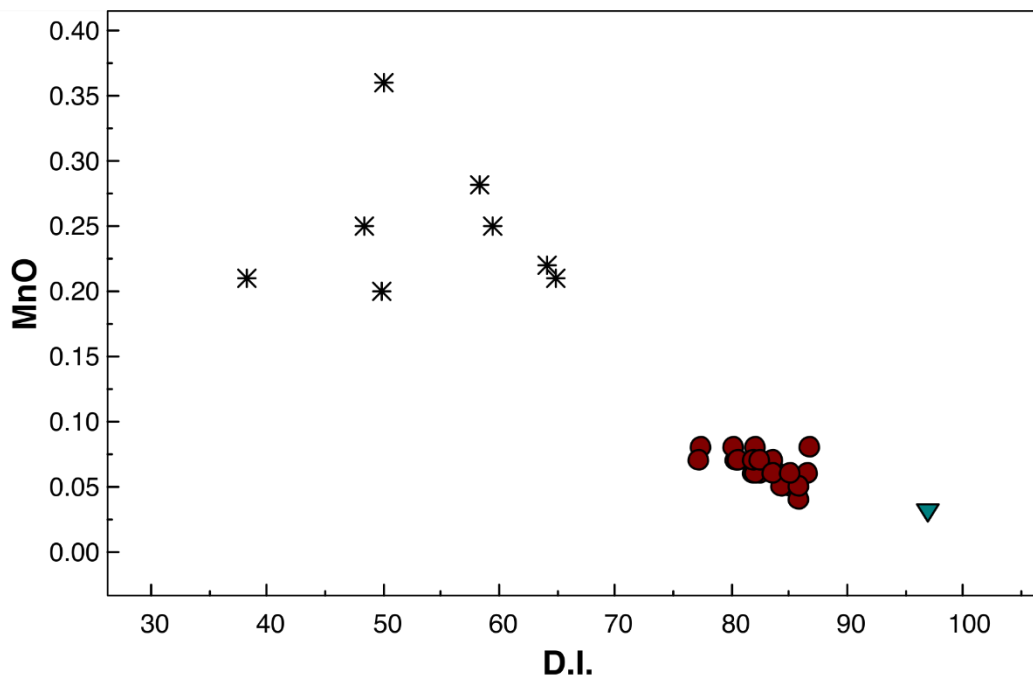
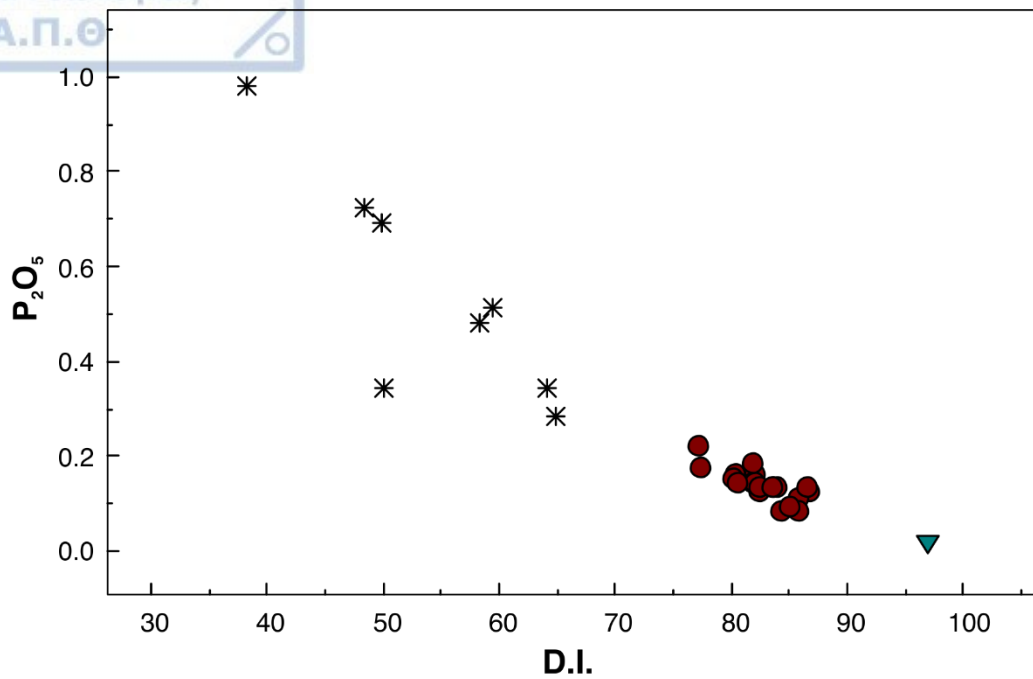
✱ MME

● GR

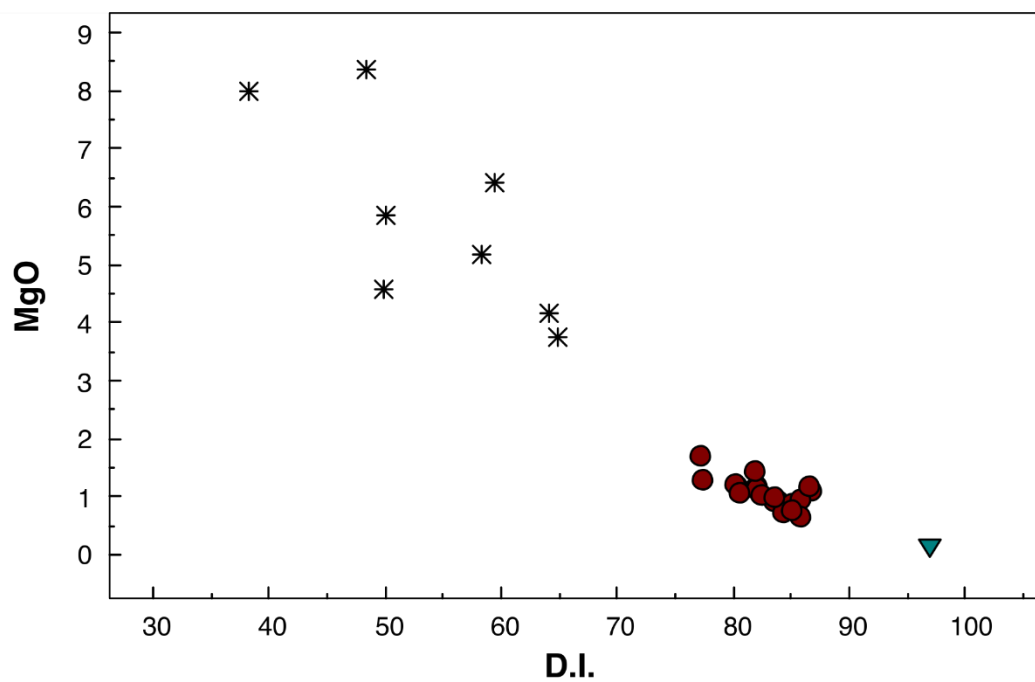
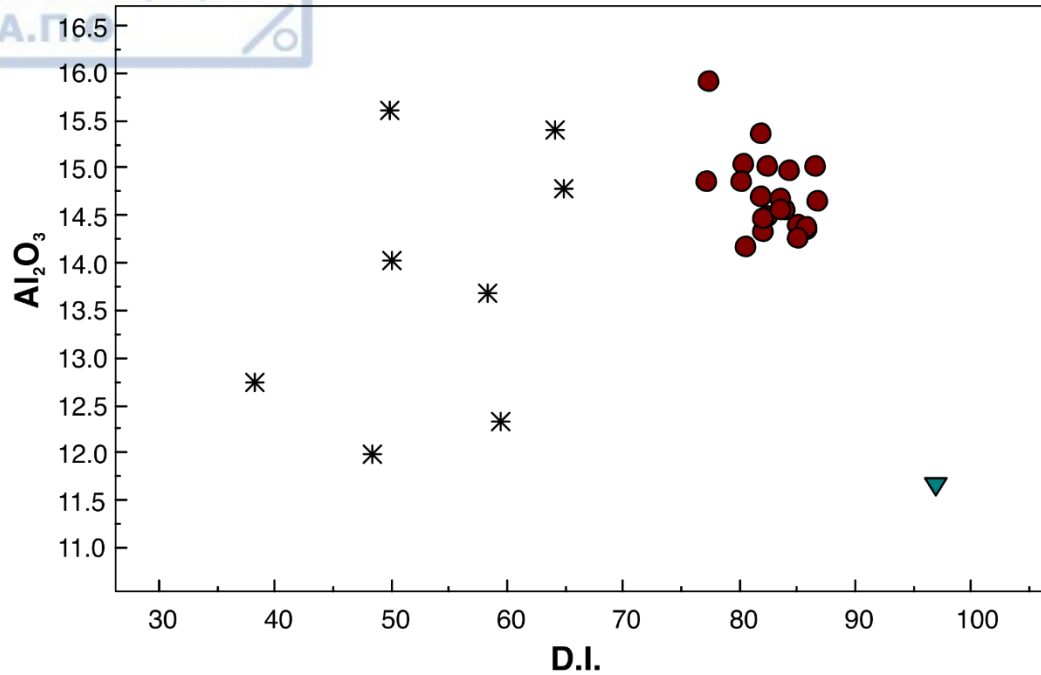
▼ Υπόβαθρο



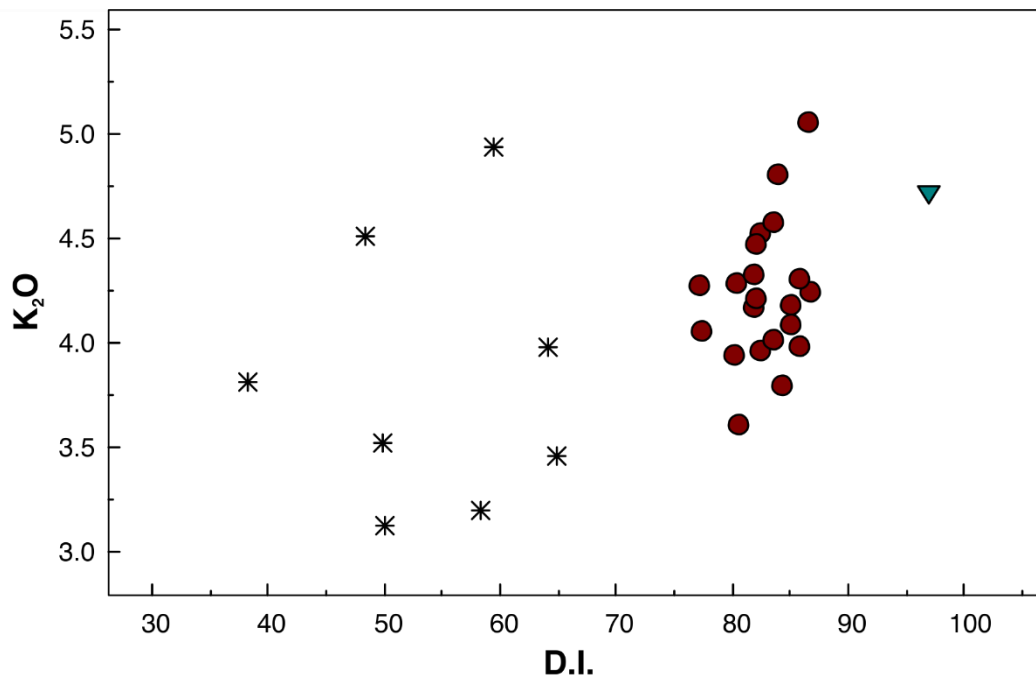
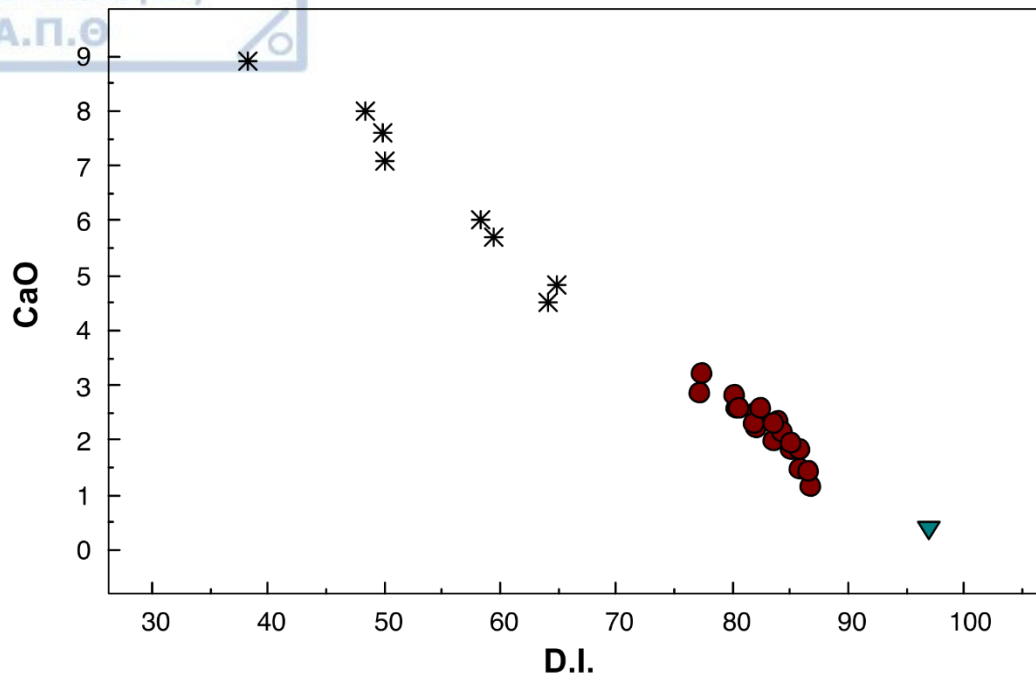
Σχ. 6.1. Διάγραμμα προβολής κύριων στοιχείων υπό μορφή οξειδίων σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.), των δειγμάτων του πλουτωνίτη της Καστοριάς.



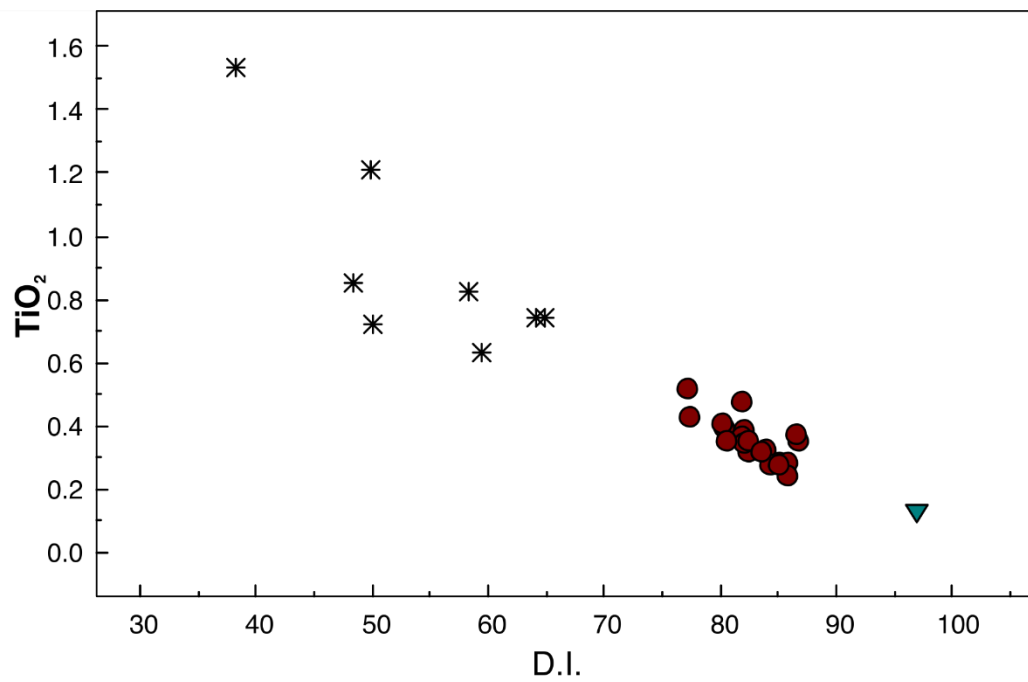
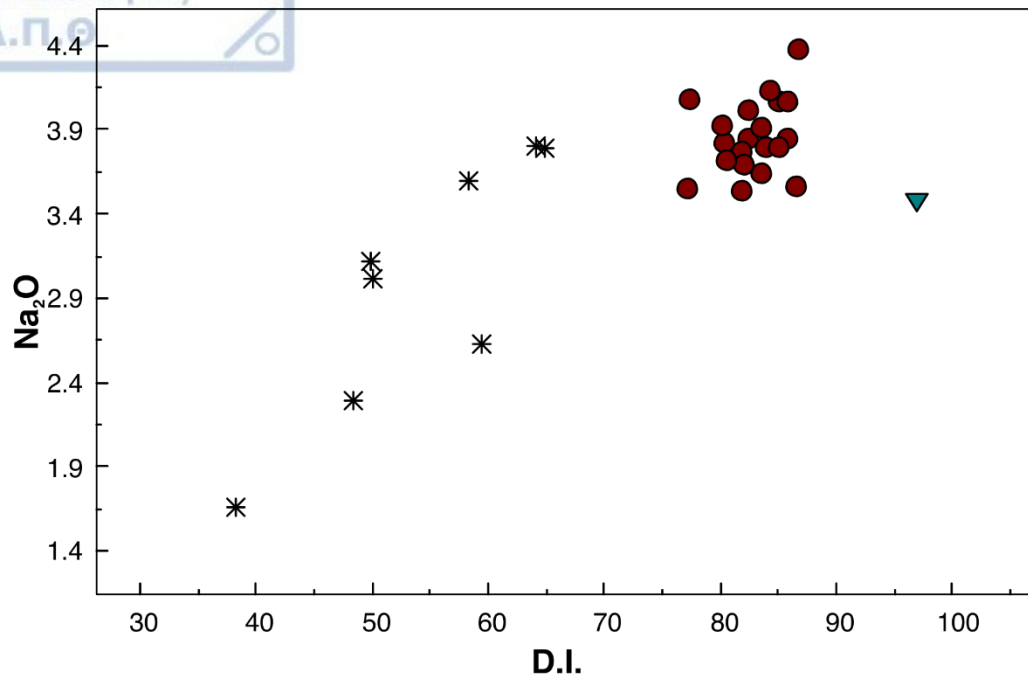
Σχ. 6.1. (συνέχεια)



Σχ. 6.1. (συνέχεια)



Σχ. 6.1. (συνέχεια)



Σχ. 6.1. (συνέχεια)



Το SiO_2 κυμαίνεται από 49.3 έως 71.68 και αυξάνεται παράλληλα με τον D.I. Το ποσοστό του SiO_2 , στον GR κυμαίνεται από 66.30 έως 71.68, ενώ στον MME κυμαίνεται από 49.53 έως 60.89. Εμφανίζει μικρή έως καθόλου διασπορά.



Το Fe_2O_3 κυμαίνεται από 1.73 έως 10.09 και έχει αρνητική συσχέτιση με τον D.I.. Το ποσοστό του Fe_2O_3 , στον GR κυμαίνεται από 1.73 έως 3.46, ενώ στον MME κυμαίνεται από 5.8 έως 10.09. Εμφανίζει μικρή έως καθόλου διασπορά.



Το P_3O_5 κυμαίνεται από 0.08 έως 0.98 και έχει αρνητική συσχέτιση με τον D.I. Το ποσοστό του P_3O_5 , στον GR κυμαίνεται από 0.08 έως 0.22, ενώ στον MME κυμαίνεται από 0.28 έως 0.98. Εμφανίζει μικρή έως καθόλου διασπορά.



Κυμαίνεται από 0.04 έως 0.36. Παραμένει σταθερό στον MME, ενώ στον GR παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με τον D.I. Ο μέσος όρος του MnO, στον GR είναι 0.25, ενώ στον MME είναι 0.06.



Κυμαίνεται από 11.97 έως 15.89. Δεν υπάρχουν μεγάλες διαφοροποιήσεις μεταξύ των πετρογραφικών τύπων που να τα διαχωρίζουν σαφώς. Γενικά παραμένει σταθερό στα εγκλείσματα με μεγάλα, όμως, εύρη. Ο μέσος όρος του Al_2O_3 στα εγκλείσματα είναι 13.81. Στα οξινότερα μέλη, δηλαδή στον γρανίτη, υπάρχει μια τάση συγκέντρωσης και όχι διασποράς, όπως στα εγκλείσματα, με ελάχιστη αρνητική συσχέτιση με τον D.I. Αυτό δείχνει την αύξηση των όξινων πλαγιοκλάστων. Ο μέσος όρος του Al_2O_3 στον GR, είναι 14,70.

MgO

Κυμαίνεται από 0.61 έως 8.35. Έχει αρνητική συσχέτιση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.). Στον MME παρατηρείται μια διασπορά, αλλά παρόλα αυτά έντονη μείωση του λόγου. Ο μέσος όρος του MgO στα εγκλείσματα είναι 5.77. Στον GR, ο μέσος όρος είναι 1.04. Υπάρχει σαφής αρνητική συσχέτιση σε σχέση με τον D.I. Αυτή η έντονη μείωση στα αρχικά στάδια, και η μετέπειτα σταθερή, αλλά όχι τόσο έντονη, μείωση, οφείλεται, πιθανώς, στο μεγάλο ποσοστό συμμετοχής των φεμικών, δηλαδή της κεροστίλβης και του βιοτίτη, στα εγκλείσματα (πρώτα στάδια διαφοροποίησης), ενώ, όσο προχωράει η κλασματική κρυστάλλωση και η εξέλιξη του μάγματος, μειώνονται, δηλαδή στα γρανιτικά μέρη.

CaO

Κυμαίνεται από 1.11 έως 8.89. Έχει σταθερή αρνητική συσχέτιση με τον D.I. Ο μέσος όρος στον GR είναι 2.20, ενώ στον MME 6.56. Τα ποσοστά συμμετοχής του CaO εξαρτώνται από την συμμετοχή κεροστίλβης και βασικών πλαγιокλάστων στο τήγμα. Όσο προχωράει η κλασματική κρυστάλλωση και η διαφοροποίηση του μάγματος μειώνεται και η συμμετοχή και αυτών των δύο ορυκτών, άρα και η περιεκτικότητα σε CaO, άρα αυτά τα δύο ορυκτά είναι αυτά που ελέγχουν την διαφοροποίηση.

K₂O

Κυμαίνεται από 3.12 έως 5.05. Παρατηρείται μια θετική συσχέτιση του K₂O, σε σχέση με τον D.I., αλλά χωρίς έντονες διαφοροποιήσεις, δηλαδή με ελαφριά αύξηση, όσο προχωράει η διαφοροποίηση. Αυτό δείχνει ότι τα ορυκτά που ελέγχουν το K₂O, δηλαδή ο καλιούχος άστριος και ο βιοτίτης, δεν παίζουν σημαντικό ρόλο στην διαφοροποίηση. Ο μέσος όρος στον GR, είναι 4.22, ενώ στον MME, είναι 3.81.



Na_2O

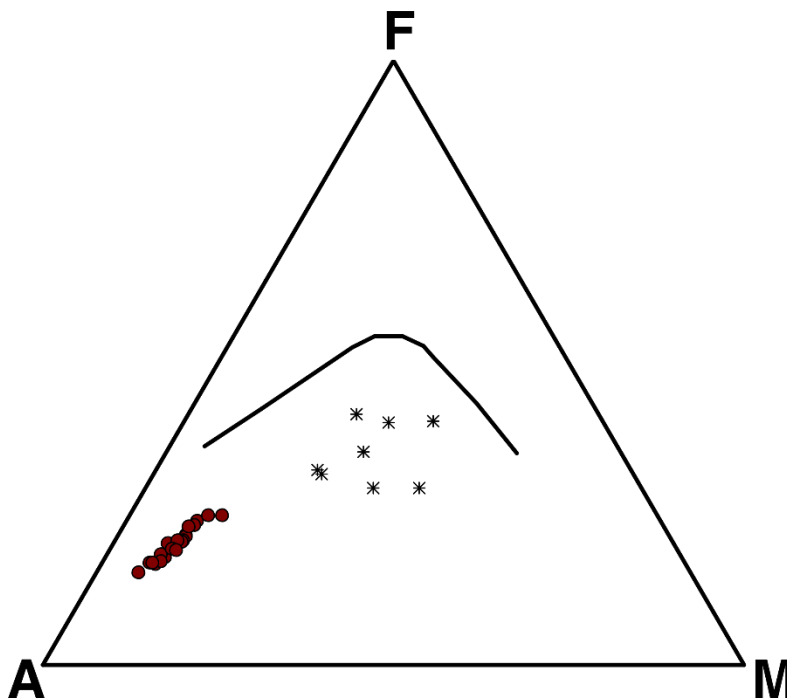
Κυμαίνεται από 1.65 έως 4.37. Αυξάνεται παράλληλα, σε γενικές γραμμές, με τον D.I. Τα δείγματα του MME δείχνουν έντονη αύξηση του Na_2O , ενώ τα δείγματα του GR, δείχνουν να παραμένουν σταθερά, με μία ελάχιστη αύξηση. Όσο προχωράει η διαφοροποίηση και η κλασματική κρυστάλλωση του τήγματος, τα ποσοστά του Na_2O αυξάνονται, γιατί τα πλαγιόκλαστα γίνονται οξινότερα, δηλαδή τείνουν περισσότερο προς τα αλβιτικά μέλη. Ο μέσος όρος στον GR, είναι 3.84, ενώ στον MME, είναι 2.98.

TiO_2

Κυμαίνεται από 0.24 έως 1.53. Παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με τον D.I. Αυτό οφείλεται στην συνεχόμενη κρυστάλλωση του ορυκτού Τιτανίτη, κατά την διαφοροποίηση του μάγματος. Ο μέσος όρος του TiO_2 στον GR, είναι 0.35, ενώ στον MME, είναι 0.91.

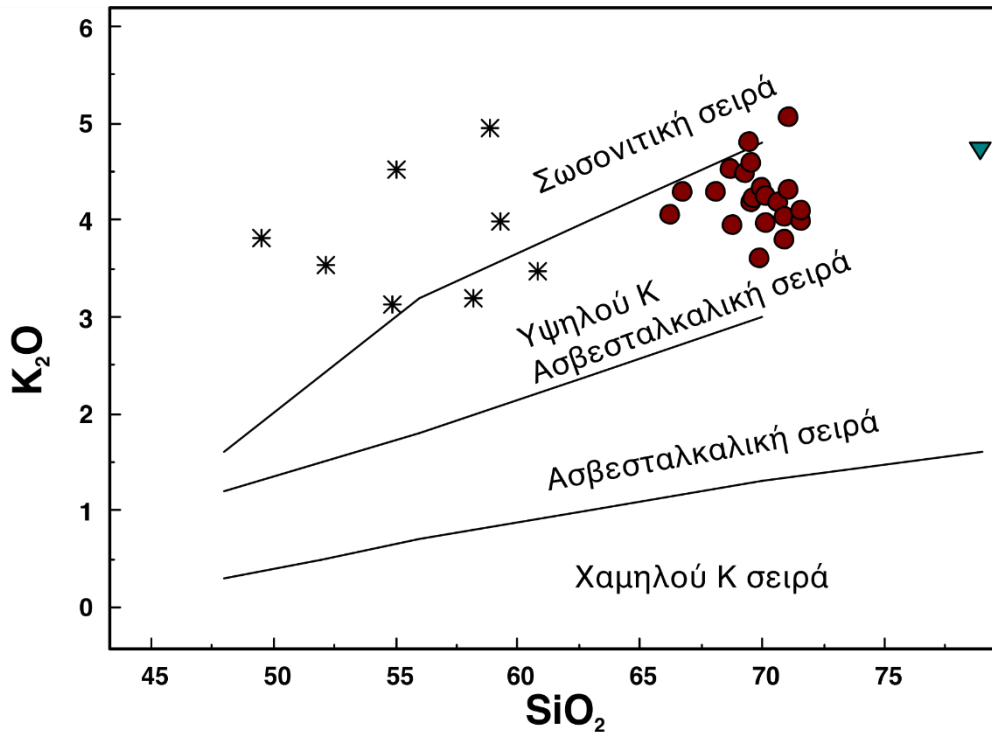
6.2.2. Συμπεράσματα

Παρατηρείται από τα διαγράμματα μεταβολής των κύριων στοιχείων, γενικά, μία πολλή καλή γραμμική συσχέτιση μεταξύ των οξειδίων και του D.I., που δείχνει την πορεία διαφοροποίησης. Τα οξείδια SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 και το Na_2O παρουσιάζουν θετική συσχέτιση, ενώ τα Fe_2O_3 , P_2O_5 , MnO , MgO , TiO_2 και CaO παρουσιάζουν αρνητική συσχέτιση. Οι παρατηρήσεις αυτές, αποτελούν ενδείξεις που δείχνουν ότι τα πετρώματα του πλουτωνίτη της Καστοριάς, αποτελούν μία συνεχή σειρά και έχουν χημική συγγένεια. Η εξέλιξη αυτής της σειράς, πιθανώς οφείλεται στην μαγματική διαφοροποίηση, αλλά αυτό θα διερευνηθεί και στα επόμενα κεφάλαια. Το βασικότερο δείγμα από τον πλουτωνίτη της Καστοριάς, αποτελεί μονζονίτη, οπότε από την γραμμική και συνεχή πορεία των διαγραμμάτων, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι αποτελεί το αρχικό μάγμα, απ' όπου ξεκίνησε η διαφοροποίηση.



Σχ. 6.2. Τριγωνικό διάγραμμα AFM (IRVINE & BARAGAR 1971).

Όπως φαίνεται στο διάγραμμα AFM (Σχ. 6.2), η τάση που ακολουθούν τα δείγματα από τον πλουτωνίτη της Καστοριάς, υποδεικνύει μία κλασική ασβεσταλκαλική σειρά, με ελάττωση του Fe, και εμπλουτισμό σε αλκάλεια, καθώς προχωράει η διαφοροποίηση.



Σχ. 6.3. Διάγραμμα K_2O-SiO_2 (PECCERILLO & TAYLOR 1976).

Στο διάγραμμα K_2O-SiO_2 (PECCERILLO & TAYLOR 1976) (Σχ. 6.3), τα πετρώματα του πλουτωνίτη προβάλλονται στην Υψηλού Κ ασβεσταλκαλική σειρά και στην Σωσονιτική σειρά. Πιο συγκεκριμένα, τα πετρώματα του GR, προβάλλονται κυρίως στην Υψηλού Κ ασβεσταλκαλική σειρά και ενώ μόνο δύο δείγματα προβάλλονται στην Σωσονιτική σειρά. Τα πετρώματα του MME, προβάλλονται στην Σωσονιτική σειρά, εκτός από δύο που προβάλλονται στην Υψηλού Κ Ασβεσταλκαλική σειρά.

6.3. Ιχνοστοιχεία

Η μελέτη της μεταβολής της χημικής σύστασης του πλουτωνίτη, με βάση τα ιχνοστοιχεία, θα γίνει με βάση τα διάφορα διαγράμματα μεταβολής, που κατασκευάστηκαν από τα δεδομένα αναλύσεων. Θα χρησιμοποιηθούν δεδομένα και διαγράμματα και από τις δύο μεθόδους, με σκοπό μια πιο ολοκληρωμένη μελέτη.

Για την κατασκευή των διαγραμμάτων, χρησιμοποιήθηκαν αναλύσεις που έγιναν σε 30 δείγματα των GR και MME, με την μέθοδο XRF, και σε 8 δείγματα των GR και MME, με την μέθοδο ICP-MS-LA. Τα ιχνοστοιχεία που αναλύθηκαν με την μέθοδο XRF είναι: V, Cr, Co, Ni, Zn, Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Pb και Th, ενώ με την μέθοδο ICP είναι: Sc, Cr, V, Co, Cs, Rb, Ba, Sr, Pb, Y, Ga, Nb, Hf, U, Th και Ta.

Στο Πίν. 6.2. παρουσιάζονται τα διαγράμματα που προέκυψαν από την XRF, και στο Πίν. 6.3. από την ICP.

6.3.1. Διαγράμματα μεταβολής ιχνοστοιχείων (XRF)

Πιν. 6.2. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων στα αντιπροσωπευτικά δείγματα του πλουτωνίτη της Καστοριάς, με την μέθοδο XRF.

	GR	GR	GR	GR	GR
Δείγμα	PE-11	MAK-1	PE-1	TH-5	OX-6
V	61	69	54	39	58
Cr	19	38	22	20	19
Co	35	27	28	25	22
Ni	8	19	10	7	8
Zn	40	35	34	31	33
Ga	14	15	15	15	13
Rb	130	159	144	147	115
Sr	711	530	615	490	595
Y	25	27	21	17	25
Zr	239	200	215	187	239
Nb	17	19	19	18	18
Ba	1189	1081	1199	1077	1021
La	32	52	42	24	74
Ce	82	87	58	49	63
Nd	35	41	35	15	20
Pb	15	15	19	20	13
Th	12	20	12	14	17

	GR	GR	GR	GR	GR
Δείγμα	PE-3	FO-15	TH-11	FO-1	TH-12
V	57	40	45	46	39
Cr	17	16	24	16	20
Co	25	35	32	23	19
Ni	8	9	7	4	7
Zn	33	30	33	35	29
Ga	12	12	15	17	15
Rb	144	170	148	198	140
Sr	456	459	548	455	606
Y	22	20	21	19	19
Zr	234	187	197	183	183
Nb	17	18	18	19	18
Ba	1243	869	1035	807	999
La	60	43	38	35	63
Ce	59	59	59	52	54
Nd	30	19	25	25	21
Pb	8	11	17	18	21
Th	18	21	18	21	16

Πιν. 6.2. (συνέχεια)

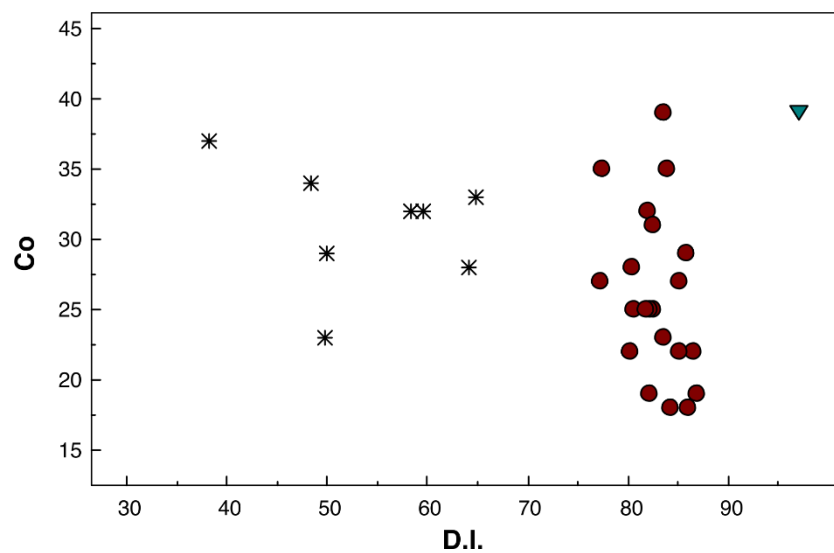
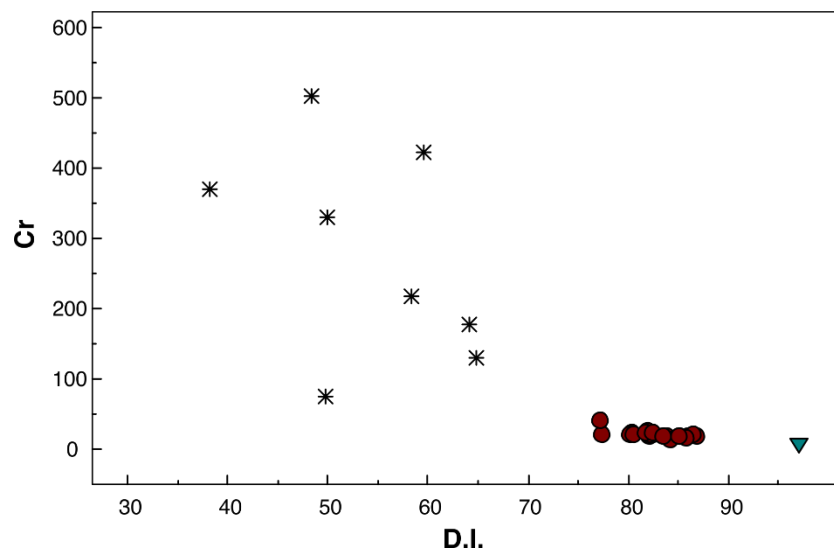
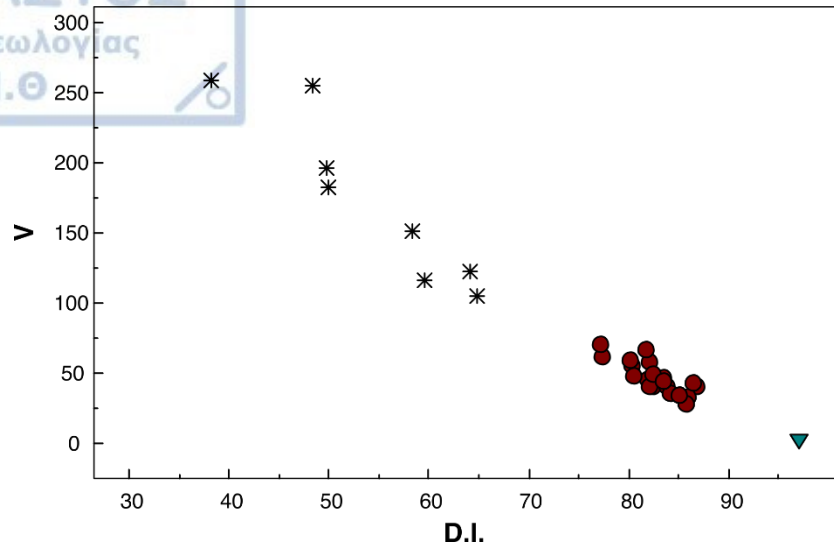
	GR	GR	GR	GR	GR
Δείγμα	OX-2	VI-2	TH-15	TH-8	MET-1
V	47	66	48	40	33
Cr	19	22	21	16	16
Co	25	25	31	19	27
Ni	10	7	6	2	6
Zn	32	43	28	37	27
Ga	16	14	14	17	16
Rb	130	117	135	174	174
Sr	583	566	586	333	457
Y	19	27	21	18	16
Zr	202	258	194	171	159
Nb	19	20	19	20	16
Ba	822	1212	975	920	929
La	25	59	37	34	36
Ce	36	90	63	46	39
Nd	21	35	26	28	23
Pb	19	12	12	15	23
Th	12	17	21	17	17

	GR	GR	GR	GR	GR
Δείγμα	TH-9	TH-18	FO-4	FO-9	FO-8
V	35	43	32	42	27
Cr	12	16	16	18	13
Co	18	39	18	22	29
Ni	5	5	4	10	3
Zn	31	27	29	171	16
Ga	17	13	15	14	16
Rb	143	135	167	192	160
Sr	520	552	479	399	504
Y	17	20	18	23	17
Zr	149	179	172	185	152
Nb	19	17	18	21	19
Ba	1292	958	657	884	1065
La	36	38	22	46	41
Ce	47	52	32	75	55
Nd	21	13	14	17	21
Pb	20	11	18	9	17
Th	16	21	17	29	21

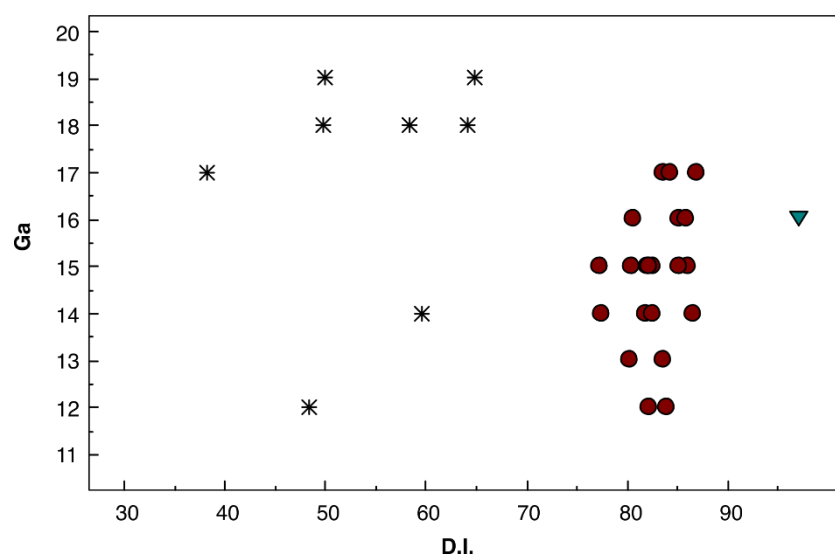
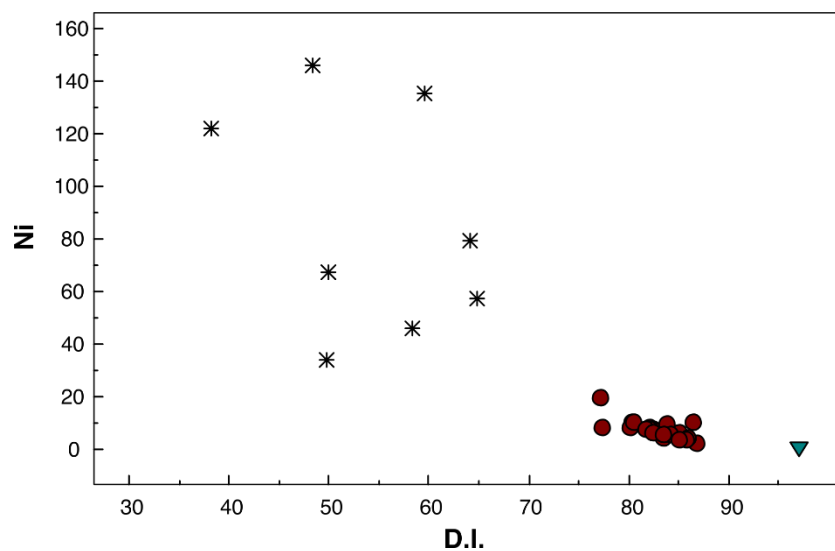
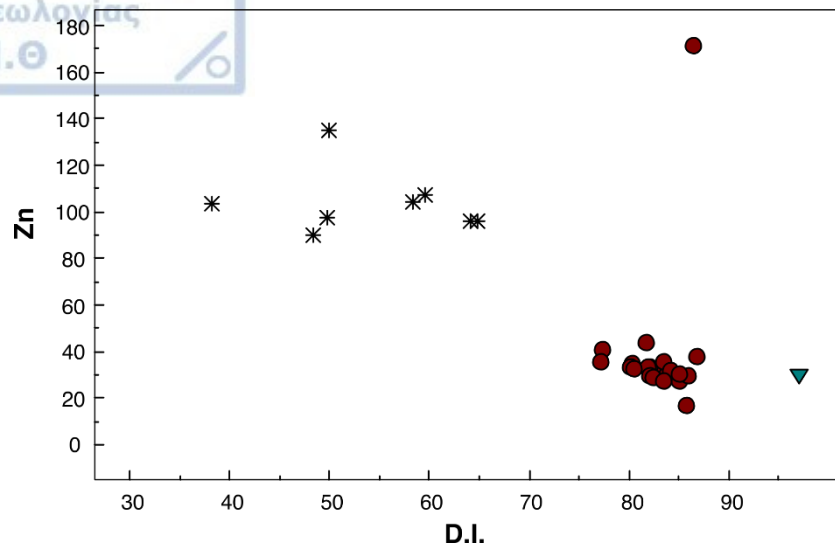
Πιν. 6.2. (συνέχεια)

	GR	BASEMENT	MME	MME	MME
Δείγμα	TH-19	VI-3	FO-16E	TH-21	TH-16E
V	33	1	258	196	182
Cr	17	5	369	73	328
Co	22	39	37	23	29
Ni	3	0	122	34	67
Zn	30	29	103	97	135
Ga	15	16	17	18	19
Rb	143	205	231	157	179
Sr	476	12	661	1107	559
Y	20	76	38	48	27
Zr	159	160	285	344	177
Nb	21	33	26	34	17
Ba	950	38	604	513	1887
La	32	46	66	84	27
Ce	46	123	125	140	62
Nd	17	50	47	62	37
Pb	15	3	26	26	30
Th	25	31	14	6	9

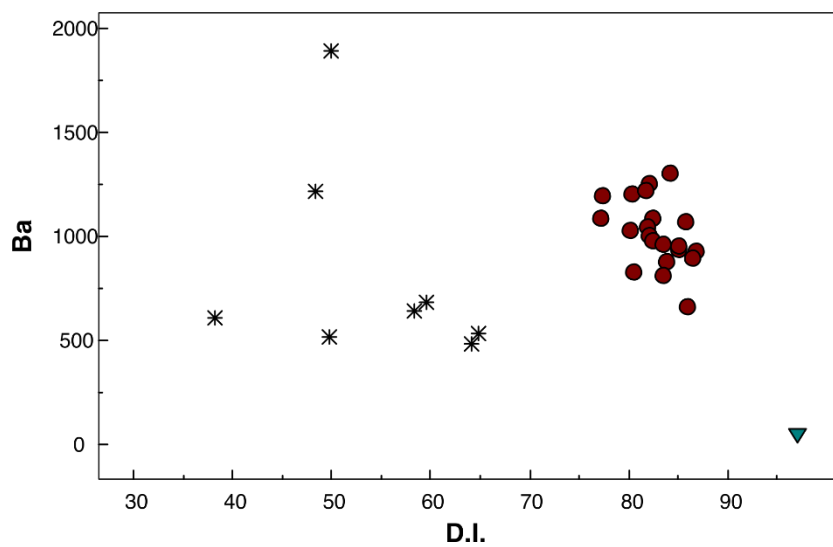
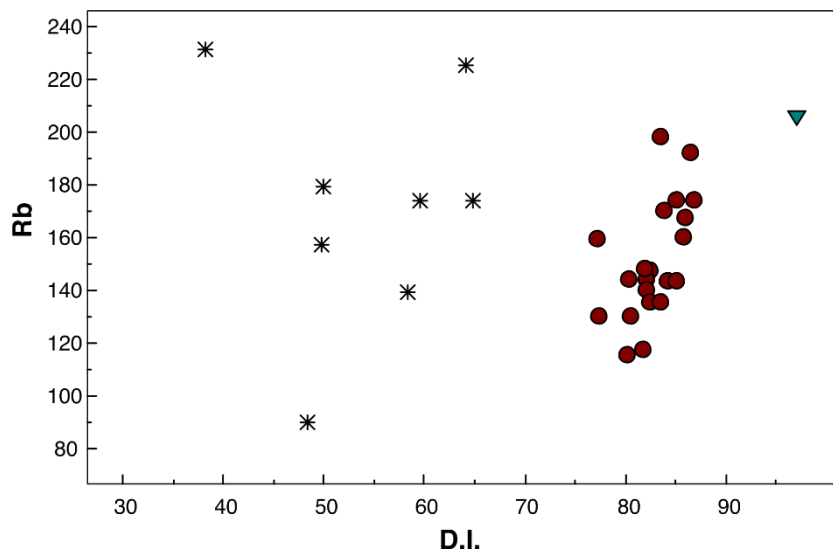
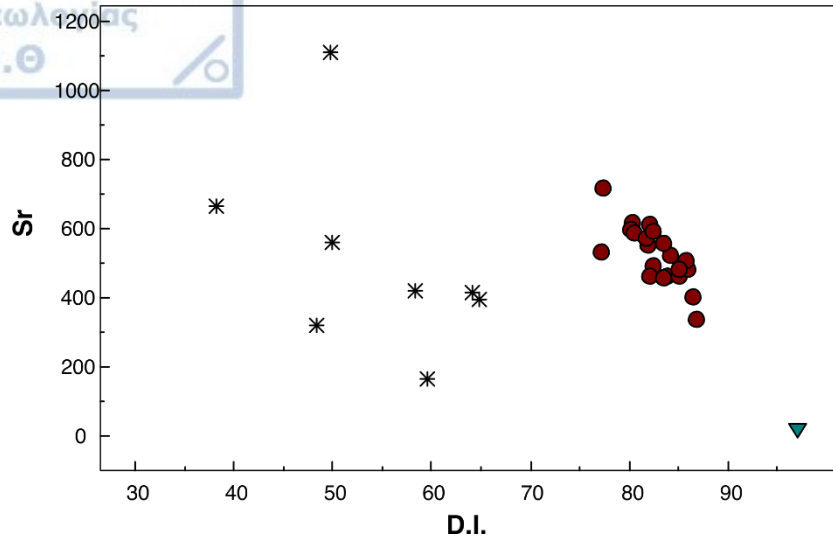
	MME	MME	MME	MME	MME
Δείγμα	PE-9E	TH-12E	FO-12E	FO-11E	TH-5E
V	254	151	116	122	104
Cr	502	216	421	176	129
Co	34	32	32	28	33
Ni	146	46	135	79	57
Zn	90	104	107	96	96
Ga	12	18	14	18	19
Rb	90	139	174	225	174
Sr	317	419	162	413	395
Y	44	33	32	25	25
Zr	392	182	234	187	190
Nb	16	24	19	23	23
Ba	1212	640	683	479	530
La	86	55	42	29	40
Ce	196	81	113	64	67
Nd	75	33	45	31	36
Pb	17	17	25	20	24
Th	21	15	24	16	17



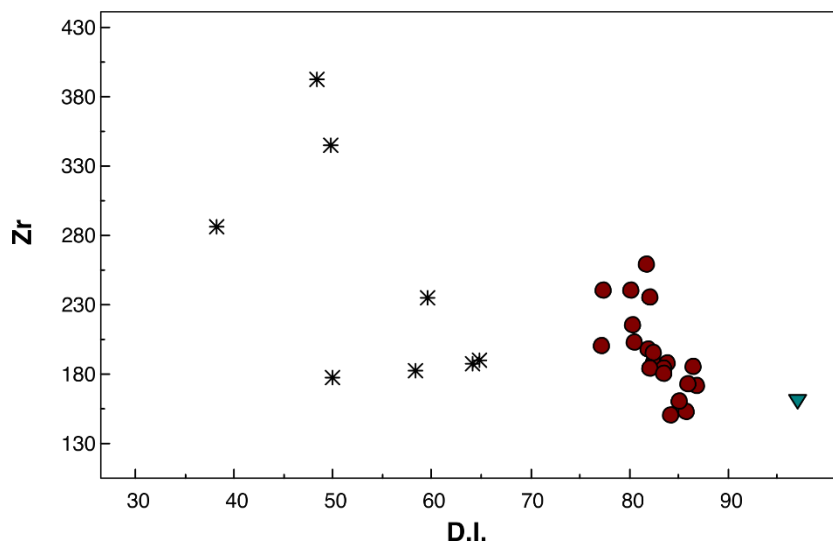
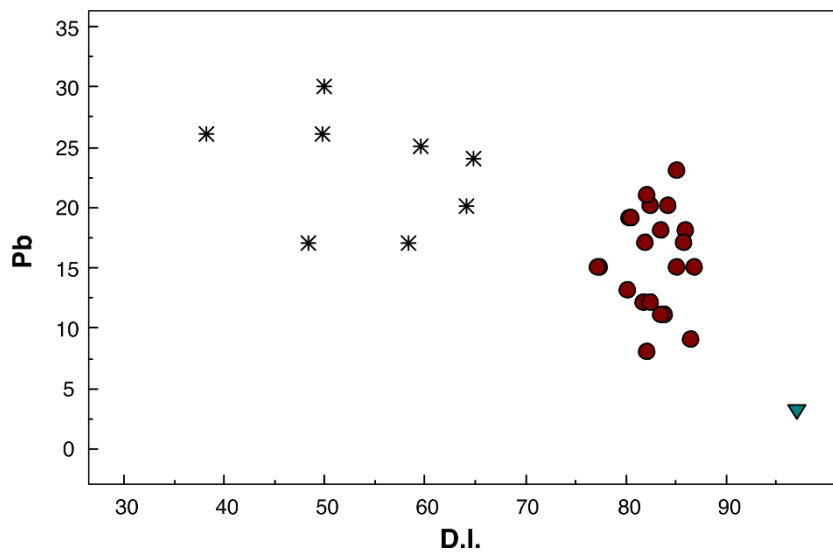
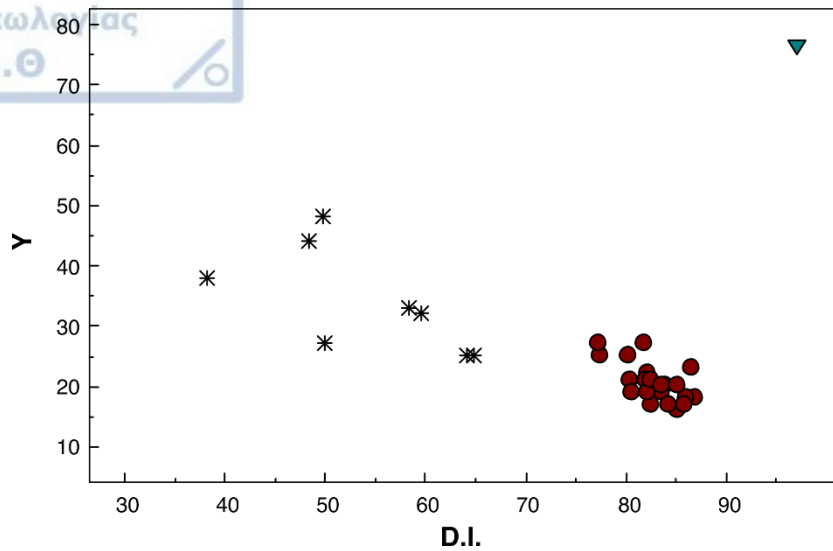
Σχ. 6.4. Διάγραμμα προβολής ιχνοστοιχείων (ppm), που έχουν αναλυθεί με την μέθοδο XRF, σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.), των δειγμάτων του πλουτωνίτη της Καστοριάς.



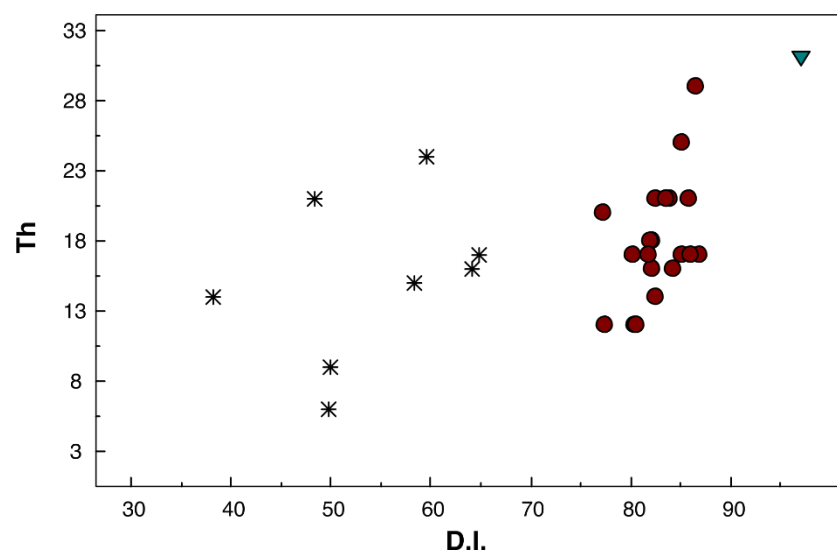
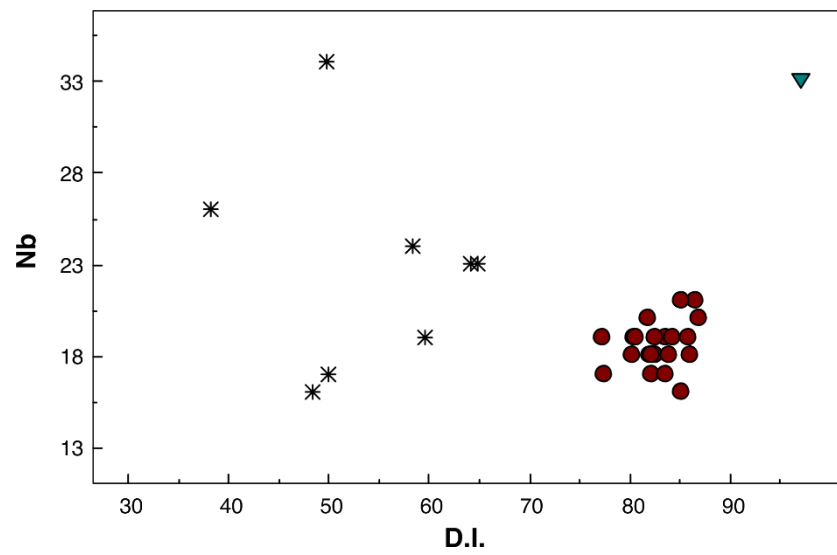
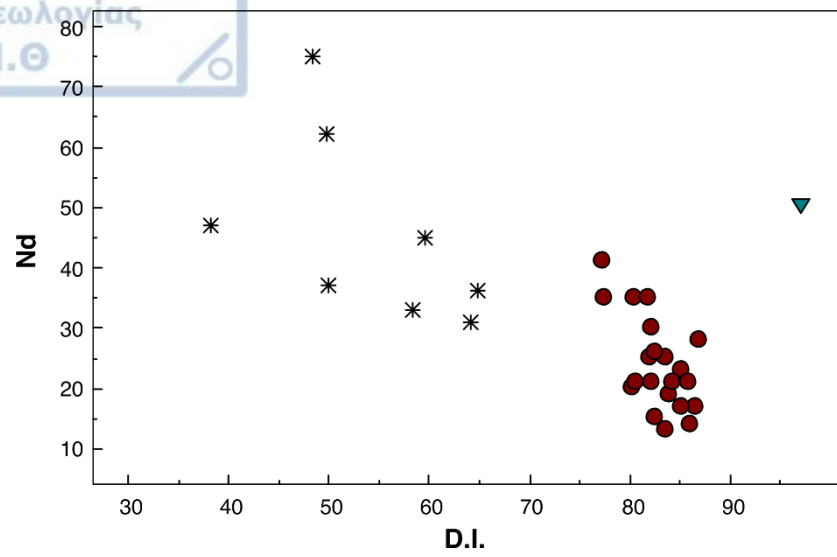
Σχ. 6.4. (συνέχεια)



Σχ. 6.4. (συνέχεια)



Σχ. 6.4. (συνέχεια)



Σχ. 6.4. (συνέχεια)

Βανάδιο (V)

Το V αντικαθιστά το Fe, στον βιοτίτη, την κεροσίλβη και τον μαγνητίτη. Παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με τον D.I., που δείχνει συνεχή κρυστάλλωση των φεμικών και μεταλλικών ορυκτών, όσο προχωράει η διαφοροποίηση. Το ποσοστό του V, στον GR μειώνεται από 69 έως 27 ppm, στον MME επίσης μειώνεται από 258 έως 104 ppm και στο υπόβαθρο είναι 1 ppm.

Χρώμιο (Cr)

Το Cr αντικαθιστά το Fe, στον πυρόξενο, την κεροσίλβη, τον βιοτίτη και τον μαγνητίτη. Παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με τον D.I., που δείχνει την συνεχή κρυστάλλωση των φεμικών και μεταλλικών ορυκτών, όσο προχωράει η διαφοροποίηση. Το ποσοστό του Cr, στα GR μειώνεται ελάχιστα από τα 38 στα 12 ppm, στα MME έχει διασπορά αλλά διακρίνεται μια μείωση από τα 502 στα 73 ppm και στο υπόβαθρο είναι 5 ppm.

Κοβάλτιο (Co)

Το Co αντικαθιστά το Mg, στις αμφίβολους και τον μαγνητίτη (BACON & DRUIT 1988). Στο διάγραμμα παρουσιάζει μεγάλη διασπορά σε σχέση με τον D.I. Παρατηρείται μια τάση μείωσης στον MME, ενώ στον GR παρατηρείται έντονος διαχωρισμός από τον MME, και μεγάλη διακύμανση του ποσοστού συμμετοχής. Το ποσοστό του Co, στον GR κυμαίνεται από 39 έως 18 ppm, στον MME μειώνεται από τα 146 στα 34 ppm και στο υπόβαθρο είναι 39 ppm.

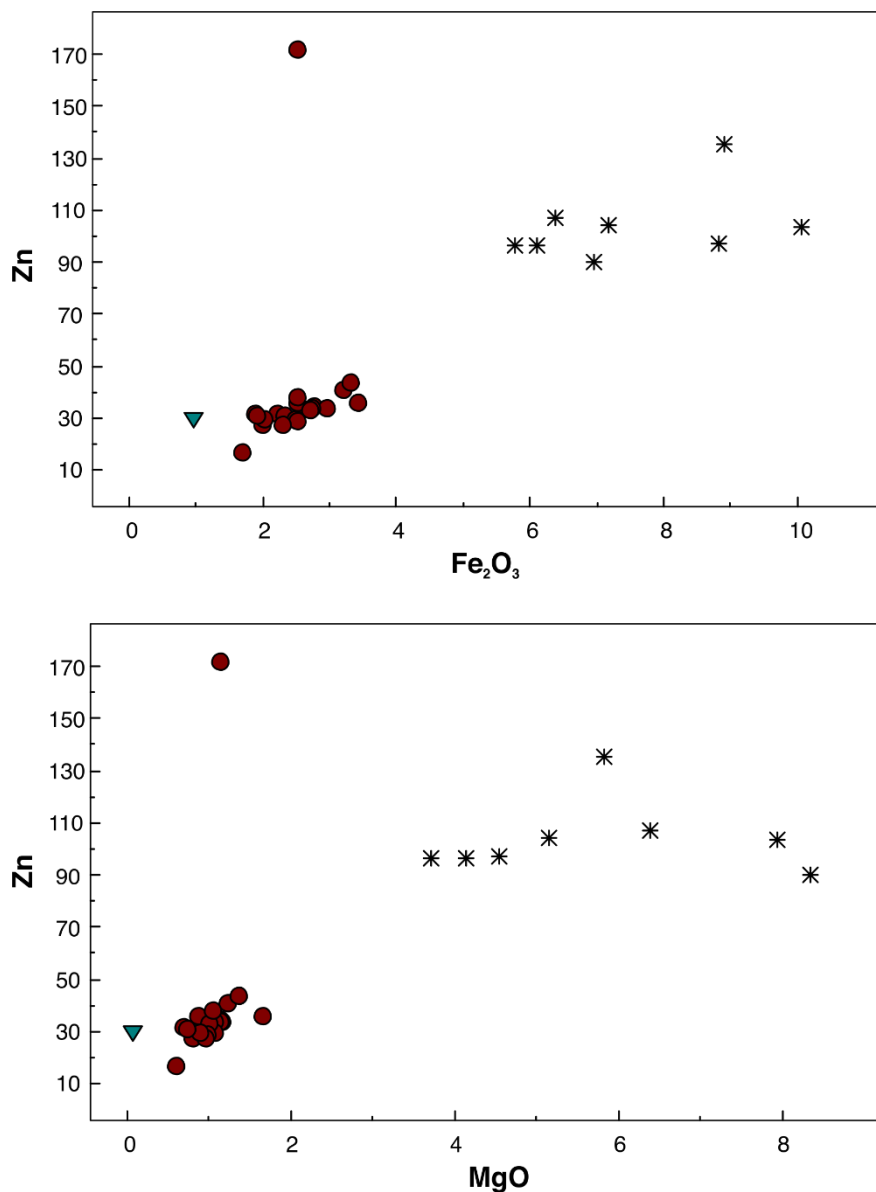
Νικέλιο (Ni)

Το Ni αντικαθιστά τον Fe και το Mg, στην δομή της κεροσίλβης και του βιοτίτη (TAYLOR 1965, COATS AND WILSON 1971 από ΔΡΑΚΟΥΛΗΣ 2019). Γενικά, παρατηρείται αρνητική συσχέτιση, σε σχέση με τον D.I., η οποία είναι περισσότερο έντονη στον GR, παρά στον MME. Το ποσοστό του Ni, στον GR μειώνεται από τα 19 στα 2 ppm, στον MME κυμαίνεται από 2 έως 146 ppm.

Ψευδάργυρος (Zn)

Ο Zn αντικαθιστά τον Fe, αλλά στα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης (TAYLOR 1965, ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Παρατηρείται μια γενική μείωση του Zn σε σχέση με τον D.I., ενώ στον MME σημειώνεται μια μικρή αύξηση και έπειτα μείωση.

Όπως φαίνεται από τα Σχ. 6.5, ο Zn δείχνει να έχει θετική συσχέτιση με το Fe_2O_3 και το MgO , αντίστοιχα. Το δείγμα FO-9 του GR, δείχνει να έχει μεγαλύτερα ποσοστά Zn, σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα. Το ποσοστό του Zn, στον GR μειώνεται από τα 43 στα 16 ppm, ενώ στο δείγμα FO-9 είναι 171 ppm, στον MME μειώνεται από 135 στα 90 ppm και στο υπόβαθρο είναι 29 ppm.



Σχ. 6.5. Διάγραμμα προβολής του Zn (ppm), σε σχέση με το Fe_2O_3 και το MgO .



Γάλλιο (Ga)

Το Ga αντικαθιστά το Al, τον Fe και τον Zn, στο πλέγμα κυρίως μαρμαρυγιών και αστρίων (FOLEY et al. 2007). Στο διάγραμμα μεταβολής σε σχέση με τον D.I., παρατηρείται πολύ μεγάλη διασπορά και στα δείγματα του GR, αλλά και στον MME. Το ποσοστό του Ga, στον GR κυμαίνεται από 17 έως 12 ppm, στον MME κυμαίνεται από 19 έως 12 ppm και στο υπόβαθρο είναι 17 ppm.

Νιόβιο (Nb)

Το Nb αντικαθιστά το Zr και το Ti, στον τιτανίτη, την κεροστίλβη και τον βιοτίτη. Γενικά παρατηρείται μια αρνητική συσχέτιση, στο διάγραμμα μεταβολής του σε σχέση με τον D.I. Η περιεκτικότητα του Nb κυμαίνεται από 16.85 έως 32.21, που είναι πολύ μικρή.

Θόριο (Th)

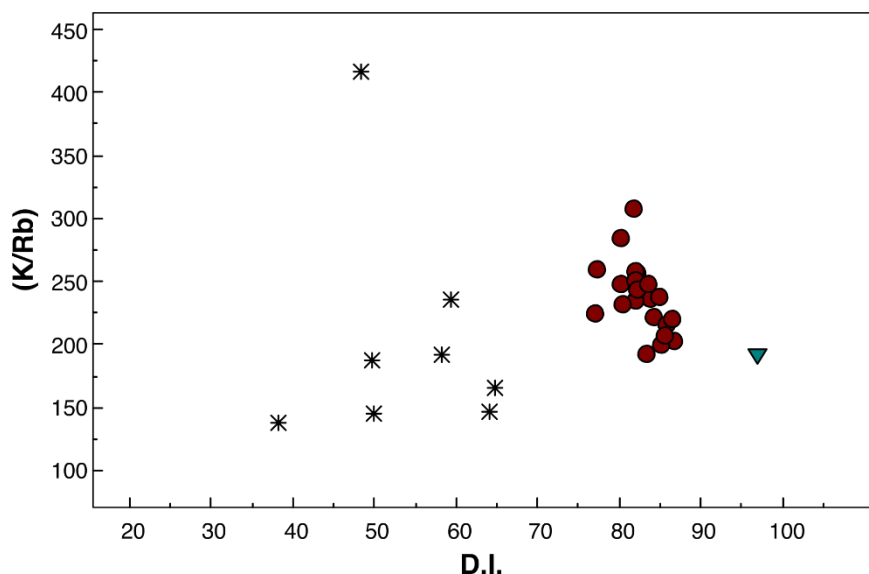
Το Th, λόγω της μεγάλης διαφοράς στην ιοντική ακτίνα και το ιοντικό φορτίο, δεν αντικαθιστά κύρια στοιχεία σε ορυκτά, αλλά εμπλουτίζεται στο υπολειμματικό τήγμα της μαγματικής κρυστάλλωσης. Μπαίνει, λοιπόν, στο πλέγμα ορυκτών που κρυσταλλώνονται στα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης, όπως το ζirkόνιο, ο αλλανίτης, ο μοναζίτης και ο τιτανίτης. Το Th συγκεντρώνεται κυρίως στον μοναζίτη και τον αλλανίτη, ενώ το U στο ζirkόνιο, τον τιτανίτη και το ξενότιμο. Στο διάγραμμα μεταβολής σε σχέση με τον D.I., παρατηρείται ότι η τάση των δειγμάτων του MME είναι διασταυρούμενη με αυτή του GR. Οι τιμές του Th, για τον GR αυξάνονται από 12 στα 29 ppm, στον MME αυξάνονται από 6 στα 24 ppm και στο υπόβαθρο είναι 31 ppm.

Ρουβίδιο (Rb)

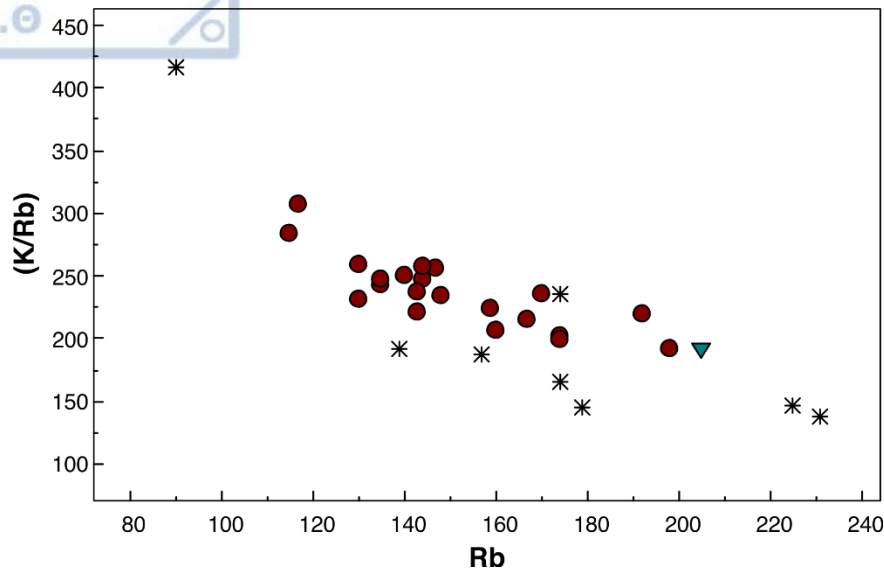
Το Rb αντικαθιστά το K, το οποίο είναι το μόνο στοιχείο που είναι παρόμοιο με το Rb. Το Rb έχει, επίσης, μεγαλύτερο μέγεθος απ' ότι το K, με αποτέλεσμα να εμπλουτίζεται στα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης. Είναι συμβατό με τις μαρμαρυγίες και τους καλιούχους αστέριους, με μία προτίμηση προς τις μαρμαρυγίες (TAYLOR 1965, ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991). Έτσι, στο διάγραμμα παρατηρείται αρχικά μία μείωση, σε σχέση με τον D.I., και έπειτα μια αύξηση. Το ποσοστό του Rb, στον GR κυμαίνεται από 198 έως 115 ppm, στον MME κυμαίνεται από 231 έως 90 ppm και στο υπόβαθρο είναι 205 ppm

Λόγω της συσχέτισης του Rb με το K, χρησιμοποιείται ο λόγος K/Rb για την αναγνώριση του ορυκτού που ελέγχει την διαφοροποίηση, καθώς και του μηχανισμού διαφοροποίησης. Τα ορυκτά βιοτίτης και καλιούχοι άστριοι, έχουν την τάση να συγκεντρώνουν και τα δύο στοιχεία, αλλά με προτίμηση το K (HANSON 1978, NASH και CRECRAFT 1985 από ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991), που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι όταν έχουμε συμμετοχή των ορυκτών αυτών στο στερεό, μειώνεται και ο λόγος K/Rb. Στο Σχ. 6.6, παρατηρείται αύξηση του λόγου, σε σχέση με τον D.I.

Στο Σχ. 6.6, προβάλλεται ο λόγος K/Rb σε σχέση με το Rb. Παρατηρείται μία μίξη των δύο πετρογραφικών τύπων και παράλληλες τάσεις.



Σχ. 6.6. Διάγραμμα προβολής του λόγου (K/Rb), σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.).



Σχ. 6.7. Διάγραμμα προβολής του λόγου (K/Rb), σε σχέση με Rb (ppm).

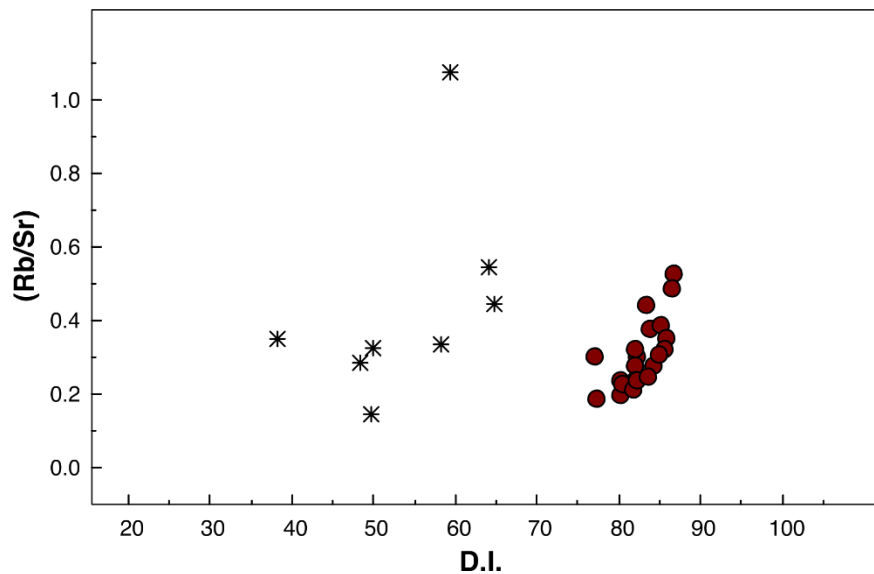
Στρόντιο (Sr)

Το Sr, από άποψη ιοντικής ακτίνας, βρίσκεται ανάμεσα στο Ca και στο K, οπότε αντικαθιστά και τα δύο στοιχεία (MASON 1958 από ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991), στο πλέγμα των πλαγιοκλάστων και καλιούχων αστρίων αντίστοιχα. Στο διάγραμμα μεταβολής, παρατηρείται μια γενική μείωση του Sr σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.), και στους δύο πετρογραφικούς τύπους. Η περιεκτικότητα του Sr, στον GR μειώνεται από 711 στα 333 ppm, στον MME κυμαίνεται από 1107 έως 162 ppm και στο υπόβαθρο είναι 12 ppm.

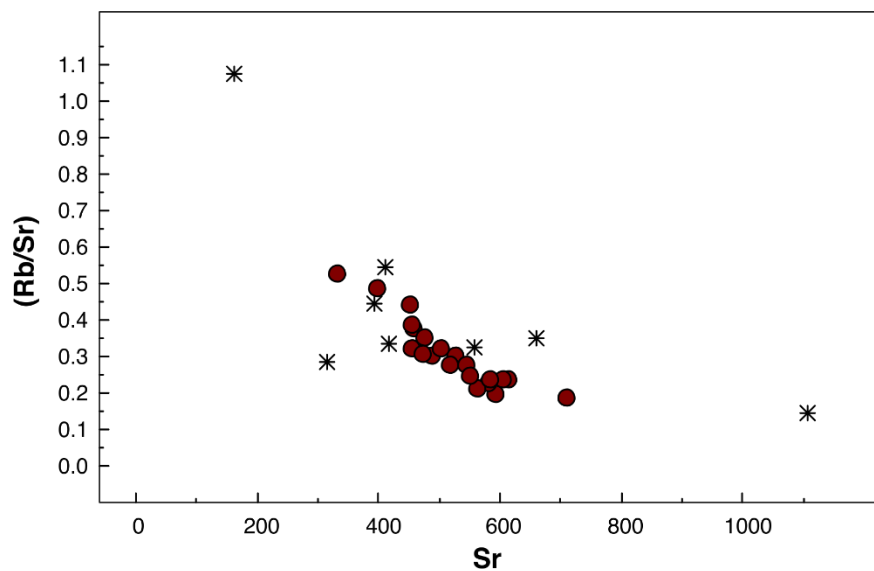
Rb – Sr

Η μεταβολή του Rb/Sr σε σχέση με τον D.I., μπορεί να αποτελέσει δείκτη των ορυκτών που συνιστούν την στερεή φάση. Όταν αυξάνεται ο λόγος στο τήγμα, σημαίνει έντονη παρουσία πλαγιοκλάστου στο στερεό. Μικρή αύξηση μπορεί να προκληθεί και από την παρουσία του καλιούχου αστρίου. Μείωση του λόγου προκαλείται από την παρουσία βιοτίτη στο στερεό. Στο Σχ. 6.8, παρατηρούνται δύο υποπαράλληλες τάσεις. Η πρώτη ανήκει στον MME, και παρατηρείται μια αρχική σχετική μείωση και έπειτα αύξηση. Στην τάση που ανήκει στον GR, παρατηρείται κατακόρυφη αύξηση του λόγου.

Το Σχ. 6.9, δείχνει την μεταβολή του Rb/Sr σε σχέση με το Sr. Παρατηρείται μια μίξη των δύο πετρογραφικών τύπων, παρόμοια με το Σχ. 6.7.



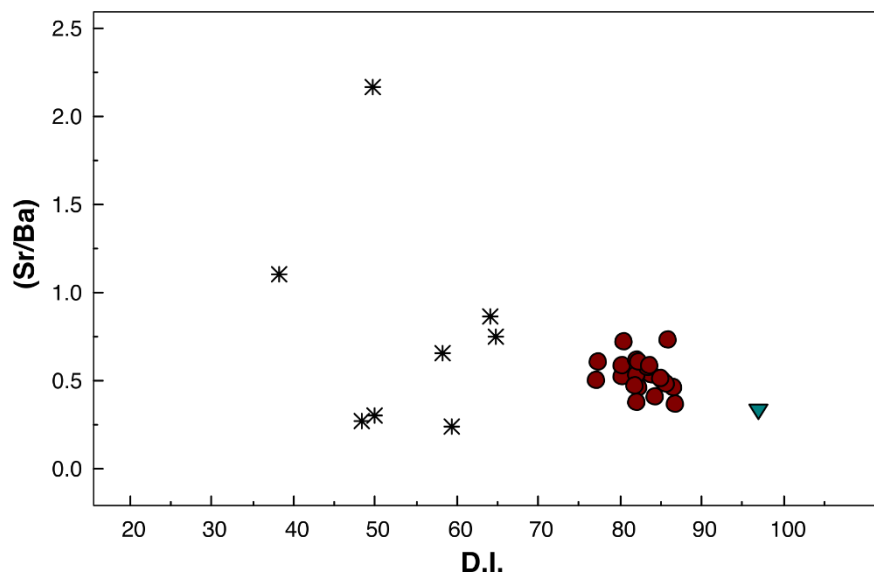
Σχ. 6.8. Διάγραμμα προβολής του λόγου (Rb/Sr), σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.).



Σχ. 6.9. Διάγραμμα προβολής του λόγου (Rb/Sr), σε σχέση με το Sr (ppm).

Το Ba αντικαθιστά το K, άρα είναι συμβατό με τους καλιούχους αστρίους και τον βιοτίτη. Στο διάγραμμα παρατηρείται διασπορά των τιμών. Η περιεκτικότητα του Ba, για τον GR μειώνεται από 1292 στα 657 ppm, για τον MME κυμαίνεται από 1887 έως 479 ppm και στο υπόβαθρο είναι 38 ppm.

Στο διάγραμμα μεταβολής του λόγου Sr/Ba σε σχέση με τον D.I. (Σχ. 6.10), παρατηρείται ότι στον MME έχει διάσπαρτη κατανομή, με τάση προς την μείωση, ενώ στον GR μειώνεται ελάχιστα.

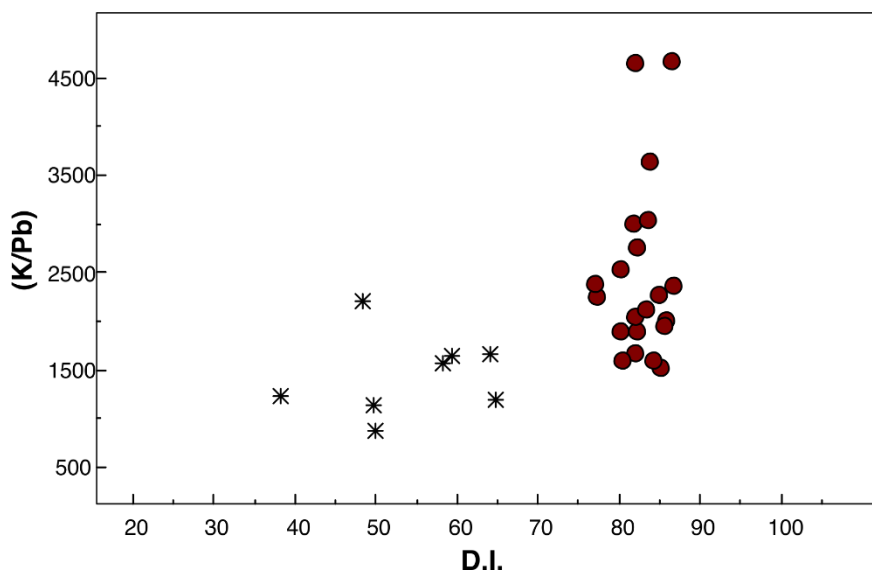


Σχ. 6.10. Διάγραμμα προβολής του λόγου (Sr/Ba), σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.).

Μόλυβδος (Pb)

Ο Pb, έχει ενδιαμέση ιοντική ακτίνα με το Ca και το K. Αυτό τον κάνει συμβατό με τους καλιούχους αστρίους και τις μαρμαρυγίες, αφού αντικαθιστά το K, και τα πλαγιόκλαστα, τον απατίτη και άλλα Ca-ούχα ορυκτά, αφού αντικαθιστά το Ca. Το K, όμως, μπαίνει πιο εύκολα στο πλέγμα αυτών των ορυκτών, με αποτέλεσμα να υπάρχει εμπλουτισμός του Pb στο υπολειμματικό τήγμα (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Στο διάγραμμα μεταβολής του Pb σε σχέση με τον D.I., παρατηρείται αρνητική συσχέτιση. Η περιεκτικότητα του Pb, στον GR κυμαίνεται από 23 έως 8 ppm, στον MME μειώνεται ελαφρά από 30 στα 17 ppm και στο υπόβαθρο είναι 3 ppm.

Στο διάγραμμα K/Pb προς τον D.I. (Σχ. 6.11), παρατηρείται θετική συσχέτιση.



Σχ. 6.11. Διάγραμμα προβολής του λόγου (K/Pb), σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.).



Υττριο (Y)

Το Y αντικαθιστά το Ca, στον απατίτη, τον τιτανίτη, το ζirkόνιο, αλλά και στην κεροσίλβη (ΔΡΑΚΟΥΛΗΣ 2019). Στον διάγραμμα μεταβολής του Y σε σχέση με τον D.I., παρατηρείται αρνητική συσχέτιση. Στον MME έχουμε τις μεγαλύτερες τιμές, λόγω των μεγαλύτερων συγκεντρώσεων κεροσίλβης, τιτανίτη και απατίτη. Η περιεκτικότητά του Y, στον GR μειώνεται από 27 στα 16 ppm, στον MME μειώνεται από 48 στα 25 ppm και στο υπόβαθρο είναι 76 ppm.

Ζirkόνιο (Zr)

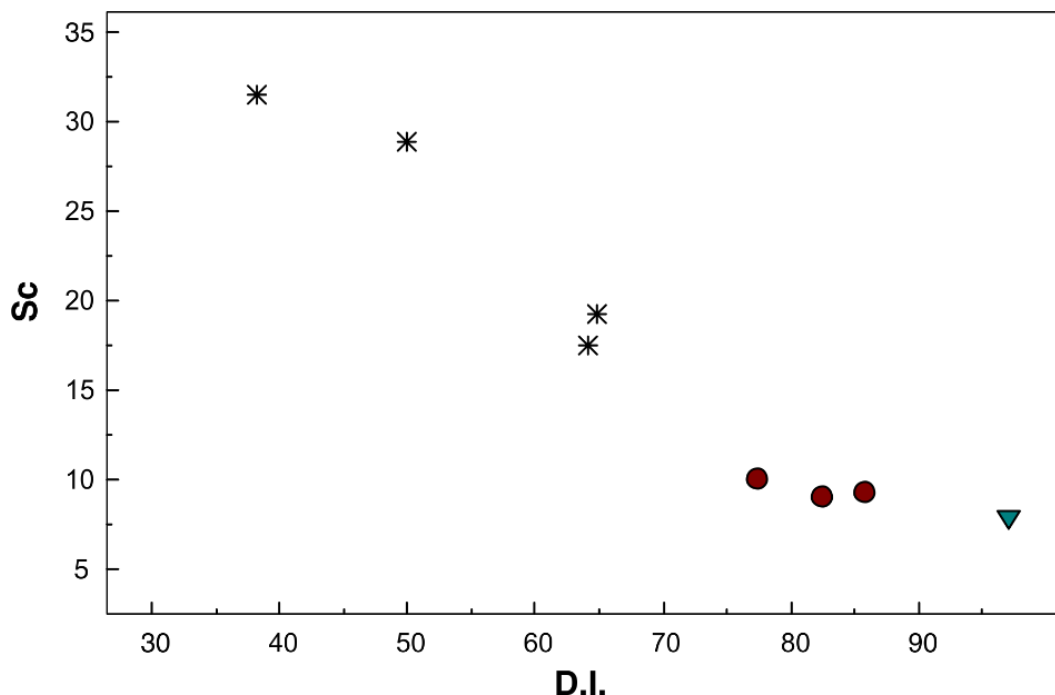
Το Zr, λόγω του υψηλού σθένους του και της σχετικά μεγάλης ιοντικής του ακτίνας, δεν μπορεί εύκολα να αντικαταστήσει κάποιο κύριο στοιχείο, με αποτέλεσμα να σχηματίζει το αυθυπόστατο ορυκτό, ζirkόνιο, στα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης (MASON 1958, TAYLOR 1965, KRAUSKOPF 1979 από ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Έτσι, θεωρητικά, αναμένεται μια αρχική αύξηση της περιεκτικότητας του Zr, και όταν αρχίζει να κρυσταλλώνεται το ζirkόνιο, μια μείωση. Στο διάγραμμα μεταβολής του Zr σε σχέση με τον D.I., παρατηρείται μια αύξηση στα μέλη του MME, με εξαίρεση το δείγμα FO-16E, και έπειτα μια μείωση στα μέλη του GR. Η περιεκτικότητα του Zr, στον GR μειώνεται από 258 στα 149 ppm, στον MME αυξάνεται από 177 στα 392 ppm και στο υπόβαθρο είναι στα 160 ppm.

6.3.2. Διαγράμματα μεταβολής ιχνοστοιχείων (ICP)

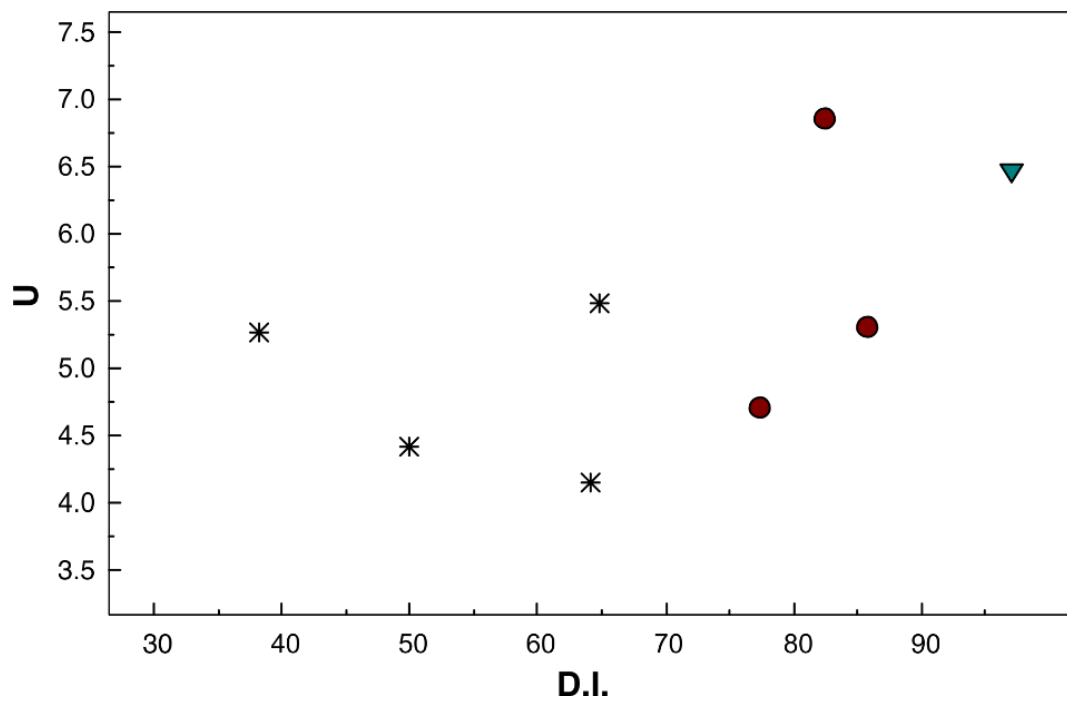
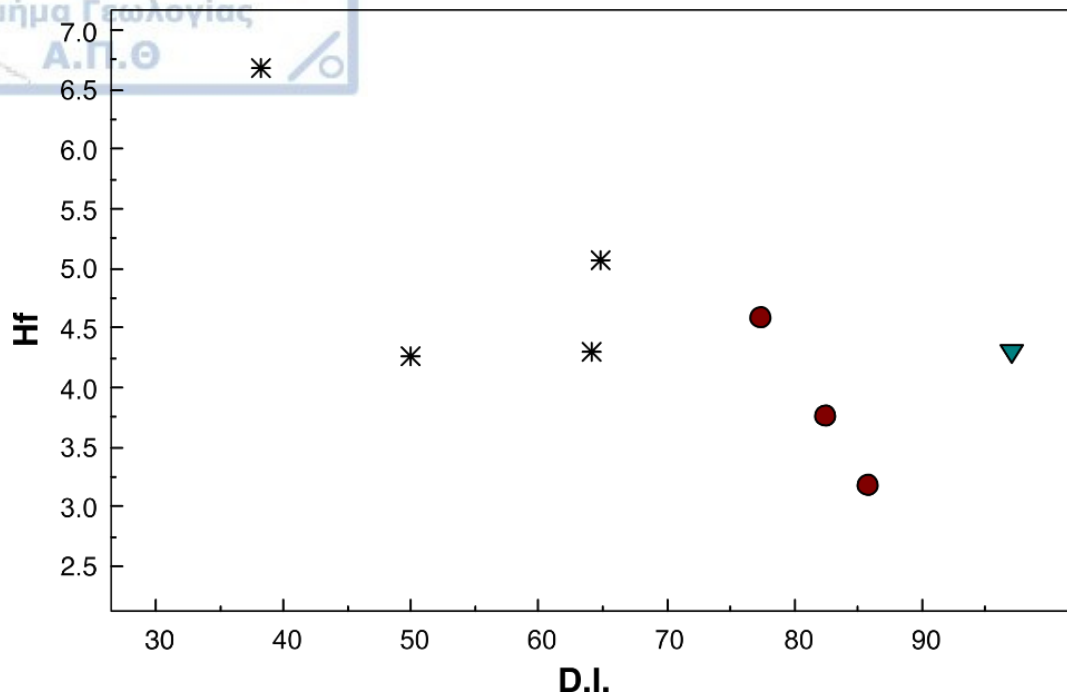
Πιν. 6.3. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων στα αντιπροσωπευτικά δείγματα του πλουτωνίτη της Καστοριάς, με την μέθοδο ICP.

	GR	GR	GR	BASEMENT
Δείγμα	PE-11	TH-5	FO-8	VI-3
Sc	9.98	8.95	9.22	7.63
Hf	4.57	3.75	3.17	4.27
U	4.69	6.84	5.29	6.44

	MME	MME	MME	MME
Δείγμα	FO-16E	TH-16E	FO-11E	TH-5E
Sc	31.43	28.78	17.43	19.19
Hf	6.67	4.26	4.29	5.05
U	5.26	4.41	4.15	5.48



Σχ. 6.12. Διάγραμμα προβολής ιχνοστοιχείων (ppm), που έχουν αναλυθεί με την μέθοδο ICP, σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.), των δειγμάτων του πλουτωνίτη της Καστοριάς.



Σχ. 6.12. (συνέχεια)

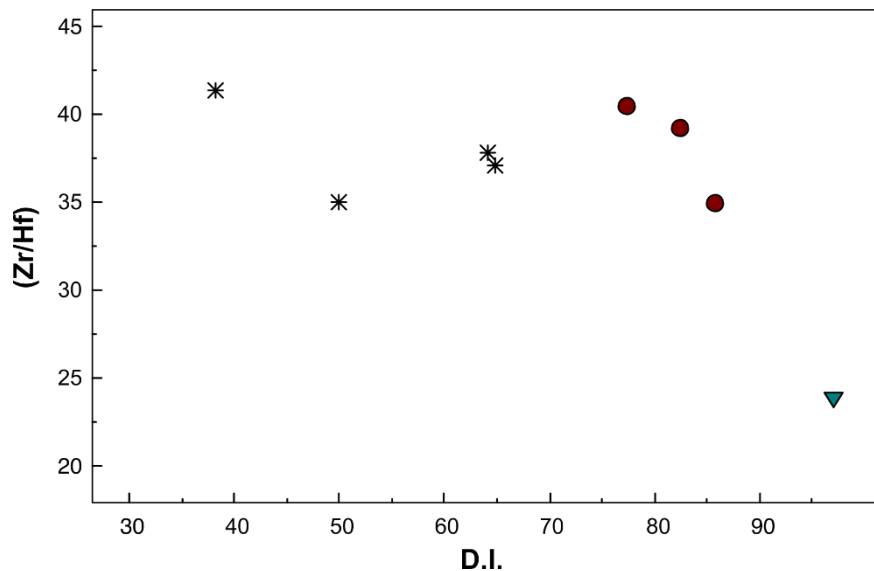
Σκάνδιο (Sc)

Το Sc αντικαθιστά τον Fe στα σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά, όπως την κερροσίλβη και τον βιοτίτη. Παρουσιάζει καλή αρνητική συσχέτιση σε σχέση με τον D.I. Το ποσοστό του Sc, στον GR μειώνεται από 9.98 στα 8.95 ppm, στον MME μειώνεται από 31.43 στα 17.43 ppm και στο υπόβαθρο είναι 7.63 ppm.

Χάφνιο (Hf)

Το Hf, αντικαθιστά το Zr, και άρα συμμετέχει στο πλέγμα του ζirkονίου. Στο διάγραμμα μεταβολής σε σχέση με τον D.I., παρατηρείται γενικά αρνητική συσχέτιση, με πολύ μικρή διασπορά, και ίσως διασταύρωση των τάσεων μεταξύ των δύο πετρογραφικών τύπων. Η περιεκτικότητα του Hf, στον GR μειώνεται από 4.57 στα 3.17 ppm, στον MME μειώνεται από 6.67 στα 4.26 ppm και στο υπόβαθρο είναι 4.27 ppm.

Ο λόγος Zr/Hf σε σχέση με τον D.I. (Σχ. 6.13), παραμένει σχετικά σταθερός κατά την διαδικασία της διαφοροποίησης.

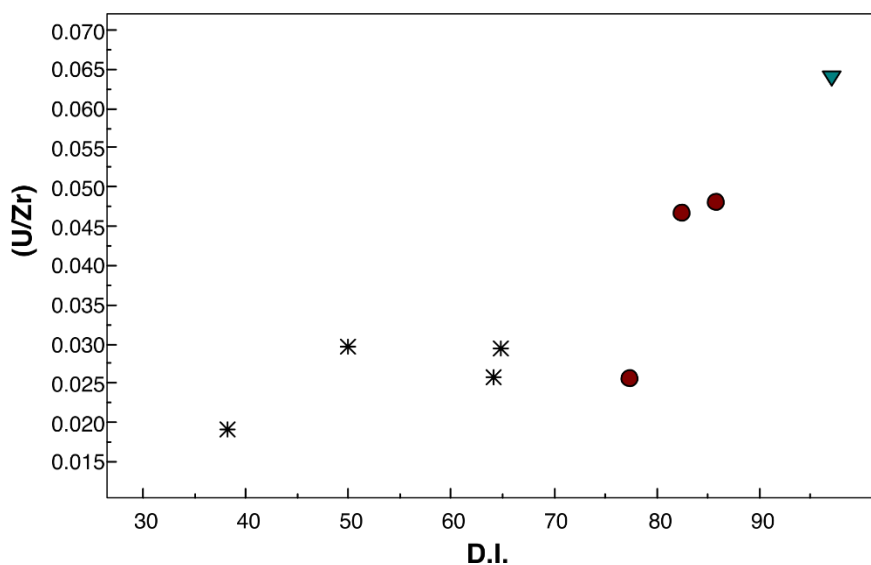


Σχ. 6.13. Διάγραμμα προβολής του λόγου (Zr/Hf), σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.).

Ουράνιο (U)

Το U απαντάται ως U^{4+} και ως U^{6+} και μπορεί να αντικαταστήσει το Th, το Zr και τις σπάνιες γαίες, και σε μικρότερο βαθμό το Ca και το Ba. Συγκεντρώνεται σε μεγαλύτερες ποσότητες στο ζirkόνιο, τον τιτανίτη και το ξενότιμο (ROGERS & ADAMS 1969, DYBECK 1962, BARTHELL 1966, CLARK 1966, KAZMIN 1966, MACIA 1980 από ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Στο διάγραμμα μεταβολής σε σχέση με τον D.I., παρατηρείται σχετικά διάσπαρτη κατανομή, αλλά χωρίς να παρουσιάζεται μεγάλη διακύμανση των τιμών και με μία ελαφριά τάση προς αύξηση προς τα οξινοτέρα μέλη. Το ποσοστό του U, στον GR κυμαίνεται από 4.69 έως 6.84 ppm, στον MME κυμαίνεται από 4.15 έως 5.48 ppm και στο υπόβαθρο είναι 6.44 ppm.

Αν συγκρίνουμε την μεταβολή του U/Zr, σε σχέση με τον D.I. (Σχ. 6.14), αναμένεται παρόμοια αρνητική συσχέτιση, αλλά παρατηρείται θετική.



Σχ. 6.14. Διάγραμμα προβολής του λόγου (U/Zr), σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.).

6.3.4. Συμπεράσματα

Από τα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων, παρατηρείται, γενικά μια μέτρια συσχέτιση. Στα περισσότερα διαγράμματα υπάρχει έντονη διασπορά, ειδικά στον ΜΜΕ, ενώ πιο καλή συσχέτιση εμφανίζει ο GR. Με αρνητική συσχέτιση, χαρακτηρίζονται τα διαγράμματα του V, Cr, Ni, Y, Pb και Nb (XRF), και το Sc και Hf (ICP). Με θετική συσχέτιση και διασταυρούμενη, χαρακτηρίζεται το διάγραμμα του Th (XRF). Με διάσπαρτη συσχέτιση, χαρακτηρίζονται τα διαγράμματα του Rb (XRF) και του U (ICP). Με αρνητική και διασταυρούμενη συσχέτιση, χαρακτηρίζονται τα διαγράμματα του Co, Ga, Sr, Ba, Zr και Nd (XRF). Τέλος, με σχετικά παράλληλες τάσεις προβάλλονται τα δείγματα των δύο πετρογραφικών τύπων του Zn (XRF).

Από τα διαγράμματα, συμπεραίνεται ότι τα ορυκτά που ελέγχουν την διαφοροποίηση είναι οι άστριοι, οι αμφίβολοι, ο βιοτίτης, ο τιτανίτης, ο αλλανίτης, ο απατίτης, το ζirkόνιο και ο μαγνητίτης.

Πιο συγκεκριμένα, από το διάγραμμα του V και του Cr, προκύπτει ότι τα ορυκτά που συμμετέχουν στην διαφοροποίηση είναι ο βιοτίτης, η κερυστίλβη και ο μαγνητίτης.

Από το διάγραμμα του Co, προκύπτει ότι τα ορυκτά που συμμετέχουν στην διαφοροποίηση είναι οι αμφίβολοι και ο μαγνητίτης, ειδικά στον ΜΜΕ.

Από το διάγραμμα του Ni, προκύπτει ότι η κερυστίλβη και ο βιοτίτης, συμμετέχουν στην διαφοροποίηση.

Από το διάγραμμα του Zn, προκύπτει ότι ο βιοτίτης και η κερυστίλβη συμμετέχουν στην διαφοροποίηση που επιβεβαιώνεται και από το Σχ. 6.5.

Από το διάγραμμα του Ga, προκύπτει ότι τα ορυκτά που συμμετέχουν στην διαφοροποίηση είναι οι μαρμαρυγίτες και οι άστριοι.

Από το διάγραμμα του Rb, προκύπτει ότι στον ΜΜΕ, ο βιοτίτης ή ο καλιούχος άστριος παίζει σημαντικό ρόλο στην διαφοροποίηση, ενώ στον GR, δεν παίζουν τόσο σημαντικό ρόλο, ή αλλιώς ότι κάποιο από τα δύο ορυκτά έχει μικρή αναλογία στο στερεό. Κατά την διαφοροποίηση, από τους βασικότερους πετρογραφικούς τύπους προς τους οξινότερους, μπορεί να παρατηρηθεί διαφορά της συμμετοχής των ορυκτών, ακόμα και στον ίδιο πετρογραφικό τύπο. Από το διάγραμμα του K/Rb σε σχέση με τον D.I., προκύπτει ότι οι καλιούχοι άστριοι ή και ο βιοτίτης, μάλλον συμμετέχουν περιορισμένα στο στερεό, κατά την διαφοροποίηση.

Από το διάγραμμα του Sr, προκύπτει ότι τα πλαγιόκλαστα συμμετέχουν στην διαφοροποίηση. Κατά τα πρώτα στάδια της διαφοροποίησης, το Sr μπαίνει στο πλέγμα των πλαγιοκλάστων, αντικαθιστώντας το Ca, και όταν αρχίσουν να κρυσταλλώνονται οι καλιούχοι άστριοι, αντικαθιστά το K σε αυτούς. Έτσι, όταν αυξάνεται η συμμετοχή αστρίων στο στερεό, μειώνεται η περιεκτικότητα Sr στο υπολειμματικό υγρό (HANSON 1978).

Από το διάγραμμα του Rb/Sr, προκύπτει ότι, κατά τα πρώτα στάδια της διαφοροποίησης, συμμετέχουν πλαγιόκλαστο, καλιούχος άστριος και βιοτίτης, με αποτέλεσμα τις χαμηλές τιμές του λόγου, ενώ προς τα τελευταία στάδια αρχίζει και υποχωρεί η κρυστάλλωση του βιοτίτη και συμμετέχουν περισσότερο το πλαγιόκλαστο και ο καλιούχος άστριος, που οδηγεί στην αύξηση του λόγου.

Το Ba, στα αρχικά στάδια της διαφοροποίησης, εμπλουτίζεται στο τήγμα, γιατί η συμμετοχή των καλιούχων αστρίων και του βιοτίτη είναι μικρή, και έπειτα εμπλουτίζεται στα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης, δηλαδή εμπλουτίζεται στο στερεό. Η διασπορά που παρατηρείται στο διάγραμμα του Ba, πιθανώς οφείλεται στις διαφορετικές περιεκτικότητες του καλιούχου αστρίου και του βιοτίτη, ακόμα και στο ίδιο πετρογραφικό τύπο. Στο διάγραμμα του λόγου Sr/Ba σε σχέση με τον D.I., όπου ο λόγος μειώνεται δείχνει παρουσία πλαγιοκλάστου στην στερεή φάση, γιατί αυτό συγκεντρώνει το Sr, ενώ όπου αυξάνεται ελαφρά δείχνει παρουσία καλιούχου αστρίου και περισσότερο την παρουσία βιοτίτη (HANSON 1978, ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991).

Από το διάγραμμα του Pb, προκύπτει ότι μπαίνει καθ' όλη τη διάρκεια της διαφοροποίησης στους καλιούχους αστρίους, τους μαρμαρυγίες, τα πλαγιόκλαστα, τον απατίτη και σε άλλα Ca-ούχα ορυκτά. Το διάγραμμα του K/Pb σε σχέση με τον D.I. δείχνει την συγκέντρωση του Pb στους καλιούχους αστρίους (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985).

Από το διάγραμμα του Y, προκύπτει ότι ο απατίτης, ο τιτανίτης και το ζirkόνιο, συμμετέχουν σταθερά στην διαφοροποίηση, λόγω της σταθερής μείωσης του.

Από το διάγραμμα του Zr, προκύπτει ότι το ζirkόνιο αρχίζει να κρυσταλλώνεται στον GR, κατά κύριο λόγο.

Από το διάγραμμα του Nb, φαίνεται συνεχής κρυστάλλωση του τιτανίτη, της κεροσίλβης και του βιοτίτη.

Το Th συγκεντρώνεται στα πρώτα κρυσταλλούμενα ορυκτά των όξιων πετρωμάτων, που εμποδίζει την συγκέντρωση του στις επόμενες φάσεις της διαφοροποίησης (ROGERS & ADAMS 1969, BUMA et al. 1971, RYBACH & LABHART 1973 από ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985).

Έτσι, τα βασικά-υπερβασικά πετρώματα θεωρούνται φτωχά σε Th, ενώ τις μεγαλύτερες περιεκτικότητες τις παρουσιάζουν τα όξινα πετρώματα (ROGERS & ADAMS 1969, ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Το Th είναι ένα στοιχείο που 'προτιμάει' τα αλκαλικά μάγματα, σε σχέση με τα ασβεσταλκαλικά. Επίσης, παραμένει σταθερό κατά τις δευτερογενείς διαδικασίες, ιδιαίτερα κατά την αποσάθρωση, γιατί εμφανίζεται στην φύση μόνο σαν Th^{4+} (MACIA 1980, ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Έτσι, σύμφωνα με το διάγραμμα του Th, ο αλλανίτης συμμετέχει στην διαφοροποίηση.

Σύμφωνα με τα διαγράμματα προβολής του λόγου K/Rb σε σχέση με το Rb και του Rb/Sr σε σχέση με το Sr, προκύπτουν αρκετά προβλήματα προς ανάλυση. Η κανονική εικόνα που θα έπρεπε να παρουσιάζουν είναι ο ένας πετρογραφικός τύπος να παρουσιάζεται ως συνέχεια του άλλου, κάτι που δείχνουν και τα διαγράμματα μεταβολής κυρίων στοιχείων και το διάγραμμα κατανομής REE (Σχ. 6.16). Όμως τα διαγράμματα αυτά δείχνουν τους δύο πετρογραφικούς τύπους, να έχουν μία διαφορετική πορεία διαφοροποίησης και έπειτα μίξης, χωρίς όμως να γίνει πλήρης αφομοίωση των δύο μαγμάτων. Σύμφωνα με τον DOSTAL (1975), υποπαράλληλες τάσεις, δείχνουν διαφορετική πηγή μαγμάτων.

Από το διάγραμμα του Sc, προκύπτει ότι τα ορυκτά που συμμετέχουν στην διαφοροποίηση είναι η κεροσίλβη και ο βιοτίτης.

Από το διάγραμμα του Hf, προκύπτει ότι το ζirkόνιο συμμετέχει στην διαφοροποίηση.

Από το διάγραμμα του U, προκύπτει ότι το ζirkόνιο και ο τιτανίτης συμμετέχουν στην διαφοροποίηση. Το U, σε αντίθεση με το Th, είναι ασταθές στις δευτερογενείς διεργασίες, με αποτέλεσμα να είναι ευδιάλυτο και να μπορεί να αποτεθεί, δευτερογενώς, σε ρωγμές και στις επιφάνειες των κόκκων των ορυκτών, ως επιφλοιώσεις. Έτσι, μπορεί να βρεθεί ανάμεσα στα φύλλα των φυλλώδη ορυκτών, όπως του βιοτίτη και του μοσχοβίτη (ROGERS & ADAMS 1969, DYBECK 1962, SANSONI 1966, KOMAROV 1967, MACIA 1980 από ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Αυτό μπορεί να δικαιολογηθεί στην οξείδωση του U^{4+} σε U^{6+} , και την απομάκρυνση υπό ευδιάλυτων ενώσεων (RYBACH et al. 1962 από ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Από το διάγραμμα του U/Zr, σε σχέση με τον D.I., προκύπτει ότι, εκτός από την συμμετοχή του U στο ζirkόνιο, πιθανότατα συμμετέχει και υπό άλλες μορφές.

6.4. Σπάνιες Γαίες

6.4.1. Γενικά

Οι Σπάνιες Γαίες (Rare Earth Elements, REE), αποτελούν μία ομάδα ιχνοστοιχείων, από το La έως το Lu (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), που έχουν παρόμοιες φυσικές και χημικές ιδιότητες. Ο ατομικός τους αριθμός είναι 57 έως 71 και ανήκουν στην ομάδα IIIA του περιοδικού πίνακα. Η χαρακτηριστική ιδιότητα τους είναι η συστολή των λανθανίδων, όπου μειώνεται η ιοντική ακτίνα καθώς αυξάνεται ο ατομικός αριθμός. Όλες οι REE είναι τρισθενείς, εκτός από το Eu και το Ce. Το Eu, σε πυριγενή πετρώματα, εμφανίζεται ως Eu^{2+} και Eu^{3+} . Το Eu^{2+} έχει παρόμοια γεωχημική συμπεριφορά με το Sr. Το Ce εμφανίζεται ως Ce^{4+} , κάτω από πολύ ψηλές οξειδωτικές συνθήκες.

Οι REE χωρίζονται, σε:

- Ελαφρές σπάνιες γαίες (LREE, Light REE), που περιλαμβάνει τα στοιχεία από το La έως το Sm και έχουν τους μικρότερους ατομικούς αριθμούς,
- Βαριές σπάνιες γαίες (HREE, Heavy REE), που περιλαμβάνει τα στοιχεία από το Gd έως το Lu και έχουν τους μεγαλύτερους ατομικούς αριθμούς,
- Ενδιάμεσες σπάνιες γαίες (MREE, Middle REE), που χρησιμοποιείται σαν όρος μερικές φορές για τα στοιχεία από το Pm έως το Ho.

Είναι λιθόφιλα στοιχεία και συγκεντρώνονται σε μικρές περιεκτικότητες σε πολλά ορυκτά, ενώ δεν εμφανίζονται συχνά σε μεγάλες συγκεντρώσεις.

6.4.2. Χρήση των σπανίων γαιών

Οι σπάνιες γαίες είναι δυσδιάλυτα ιχνοστοιχεία και δυσκίνητα, κατά τη διάρκεια χαμηλού βαθμού μεταμορφικών γεγονότων, υδροθερμικών αλλοιώσεων και αποσάθρωσης. Λόγω αυτής της ιδιότητας, μπορούν να εξαχθούν ποιοτικά συμπεράσματα για τις σχέσεις των πετρογραφικών τύπων των πετρωμάτων, που έχουμε αναλύσει, αλλά και των ορυκτών που συμμετέχουν στην διαφοροποίηση αυτών.

Το σχήμα κατανομής των σπανίων γαιών, δείχνει την κατανομή αυτών στη στερεή φάση, και άρα επηρεάζεται άμεσα από συγκεκριμένα ορυκτά, που ελέγχουν την διαφοροποίηση. Η επιρροή αυτή εξαρτάται από τον συντελεστή κατανομής K_d του κάθε ορυκτού, και το ποσοστό συμμετοχής. Μπορεί, επίσης, να δώσει ενδείξεις για τις διαδικασίες διαφοροποίησης που έλαβαν μέρος, όπως η κλασματική κρυστάλλωση, όπου παρατηρείται εμπλουτισμός των LREE σε σχέση με τις HREE, η μίξη μαγμάτων και η αφομοίωση διαφόρων υλικών.

6.4.3. Παρουσίαση αποτελεσμάτων

Αναλύθηκαν συνολικά 7 δείγματα για REE από τους δύο αντιπροσωπευτικούς τύπους και τα αποτελέσματα των αναλύσεων των REE δίνονται στον Πίν. 6.4, όπως και το άθροισμα των REE (ΣREE) και οι λόγοι $(\text{La/Yb})_N$, $(\text{La/Sm})_N$, $(\text{Tb/Yb})_N$ και Eu/Eu^* . Η αναγωγή των τιμών έγινε με βάση τις περιεκτικότητες του χονδρική που δίνονται από τον Boynton (1984).

Πιν. 6.4. Χημικές αναλύσεις REE στα αντιπροσωπευτικά δείγματα του πλουτωνίτη της Καστοριάς, με την μέθοδο ICP.

	GR	GR	GR	BASEMENT
Δείγμα	PE-11	TH-5	FO-8	VI-3
La	30.53	28.53	17.93	33.35
Ce	66.95	61.00	47.07	87.97
Pr	7.11	6.13	4.26	8.50
Nd	26.64	22.23	15.16	29.43
Sm	4.72	3.71	2.61	6.40
Eu	1.28	0.94	0.76	0.16
Gd	3.60	2.68	1.92	5.84
Tb	0.47	0.34	0.26	1.02
Dy	2.84	2.32	1.71	6.97
Ho	0.52	0.42	0.33	1.50
Er	1.47	1.15	0.99	4.57
Tm	0.21	0.16	0.14	0.71
Yb	1.58	1.31	1.17	4.94
Lu	0.23	0.18	0.17	0.70
ΣREE	148.146	131.105	94.468	192.06
Eu/Eu*	0.91	0.873	0.996	0.08
(La/Sm)N	3.547	4.221	3.773	2.858
(Ta/Yb)N	1.316	1.146	0.991	0.906
(La/Yb)N	11.722	13.178	9.309	4.089

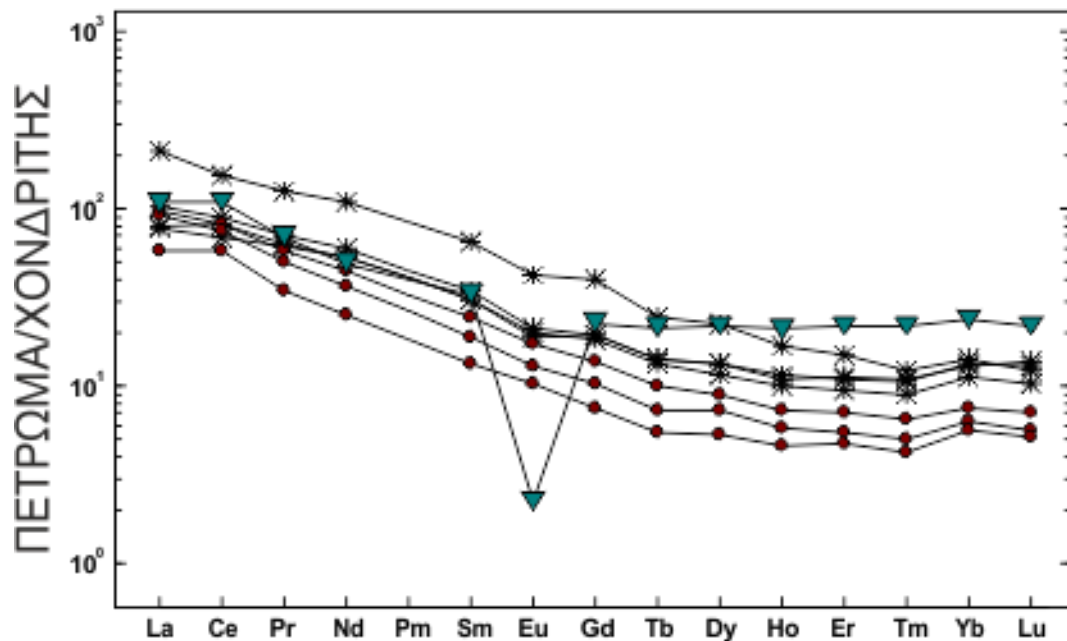
Πιν. 6.4. (συνέχεια)

	MME	MME	MME	MME
Δείγμα	FO-16E	TH-16E	FO-11E	TH-5E
La	65.86	24.10	24.90	32.28
Ce	123.04	55.92	65.86	71.57
Pr	15.53	7.45	7.62	8.65
Nd	66.16	31.84	32.18	35.23
Sm	12.72	6.02	5.97	6.67
Eu	3.13	1.37	1.45	1.54
Gd	10.34	5.04	4.75	5.07
Tb	1.17	0.68	0.63	0.67
Dy	7.13	4.32	3.73	4.23
Ho	1.22	0.78	0.71	0.83
Er	3.16	2.36	2.00	2.27
Tm	0.39	0.35	0.29	0.35
Yb	2.92	2.72	2.35	2.76
Lu	0.39	0.44	0.33	0.42
ΣREE	313.17	143.4	152.768	172.553
Eu/Eu*	0.81	0.739	0.804	0.777
(La/Sm)N	2.84	2.196	2.288	2.654
(Ta/Yb)N	1.769	1.095	1.181	1.07
(La/Yb)N	13.653	5.371	6.422	7.08

Διάγραμμα κατανομής REE

Από το διάγραμμα κατανομής REE, μπορεί να θεωρηθεί ότι τα μάγματα είναι συμαγματικά, αφού εμφανίζουν όμοια συμπεριφορά. Οι LREE είναι εμπλουτισμένες στα δείγματα σε σχέση με τις HREE.

Το διάγραμμα κατανομής (Σχ. 6.15) μπορεί να μας δώσει πληροφορίες για τα κρυσταλλούμενα ορυκτά, κατά την διάρκεια της διαφοροποίησης. Για παράδειγμα, οι REE είναι γενικά ασυμβίβαστες με τα πλαγιόκλαστα και τους καλιούχους αστρίους, αλλά όχι για το Eu, το οποίο μπορεί να εισέλθει στο πλέγμα τους. Έτσι, δημιουργείται αρνητική ανωμαλία στο διάγραμμα κατανομής REE (HANSON 1978, ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991). Η κερροσίλβη και ο βιοτίτης συγκεντρώνουν τις HREE, σε σχέση με τις LREE, που οδηγεί σε εμπλουτισμό των τελευταίων (ΔΡΑΚΟΥΛΗΣ 2019).

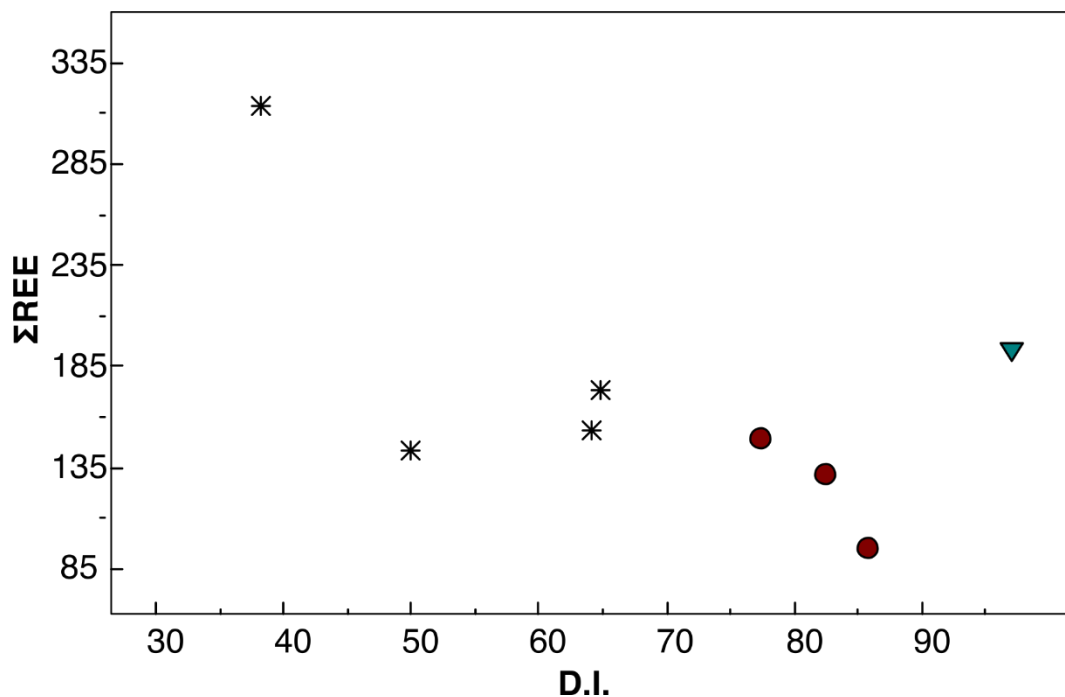


Σχ. 6.15. Διάγραμμα κατανομής των REE για αντιπροσωπευτικά δείγματα του πλουτωνίτη της Καστοριάς. Κανονικοποίηση κατά Boynton (1984).

Διάγραμμα μεταβολής ΣREE-Δείκτη Διαφοροποίησης

Στο διάγραμμα μεταβολής του ΣREE σε σχέση με τον D.I. (Σχ. 6.16), παρατηρείται μείωση, καθώς προχωράει η διαφοροποίηση. Κανονικά, αναμένεται αύξηση της ποσότητας ΣREE, επειδή είναι ασυμβίβαστα στοιχεία. Η παρουσία επουσιωδών στοιχείων, όπως αλλανίτη, τιτανίτη, απατίτη και ζirkονίου, κατά την διάρκεια της διαφοροποίησης, οδηγεί σε αυτή την μείωση. Συμπερασματικά, αυτά τα ορυκτά ελέγχουν την διαφοροποίηση, αν και βρίσκονται σε μικρά ποσοστά (BOZTUG et al.1984, HENDERSON 1984 από ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991).

Παρόλα' αυτά, αν και υποδεικνύεται κλασματικά κρυστάλλωση, θα μπορούσε η διαδικασία εξέλιξης του μάγματος να είναι διαφορετική.



Σχ. 6.16. Διάγραμμα μεταβολής ΣREE σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.)

Κατανομή Eu

Η κατανομή του Eu, καθορίζεται από την συμμετοχή των αστρίων, καθώς συγκρατείται από αυτούς κατά την κρυστάλλωση, και άρα θετική ανωμαλία στην στερεή φάση, και αρνητική στην υγρή φάση (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991). Για την ιδιαίτερη αυτή συμπεριφορά του Eu, ευθύνεται η εμφάνισή του και ως δισθενές ιόν. Το μέγεθος της ανωμαλίας καθορίζεται από την θερμοκρασία, την πίεση και την μερική πίεση του οξυγόνου (fO_2). Ένας άλλος παράγοντας είναι και η σύσταση της υγρής και στερεής φάσης (MORRIS & HASKIN 1974 από ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991).

Η κατανομή του μπορεί, επίσης, να επηρεαστεί και κατά την εξαλλοίωση. Μια έρευνα στην ζώνη εξαλλοίωσης των γρανιτικών πετρωμάτων του Dartmoor, έδειξε ότι κατά την σερικιτίωση, το Eu μειώνεται, ενώ εμπλουτίζονται οι υπόλοιπες REE, και κατά την χλωριτίωση εμπλουτίζεται. Ενώ θα έπρεπε να παρατηρείται οξειδωση του Eu, κατά την σερικιτίωση, και αφομοίωσή του από τον σερικίτη, πραγματοποιείται απομάκρυνση από τους αστρίους και αφομοίωσή από τα προϊόντα της χλωριτίωσης (WARD et al. 1992).

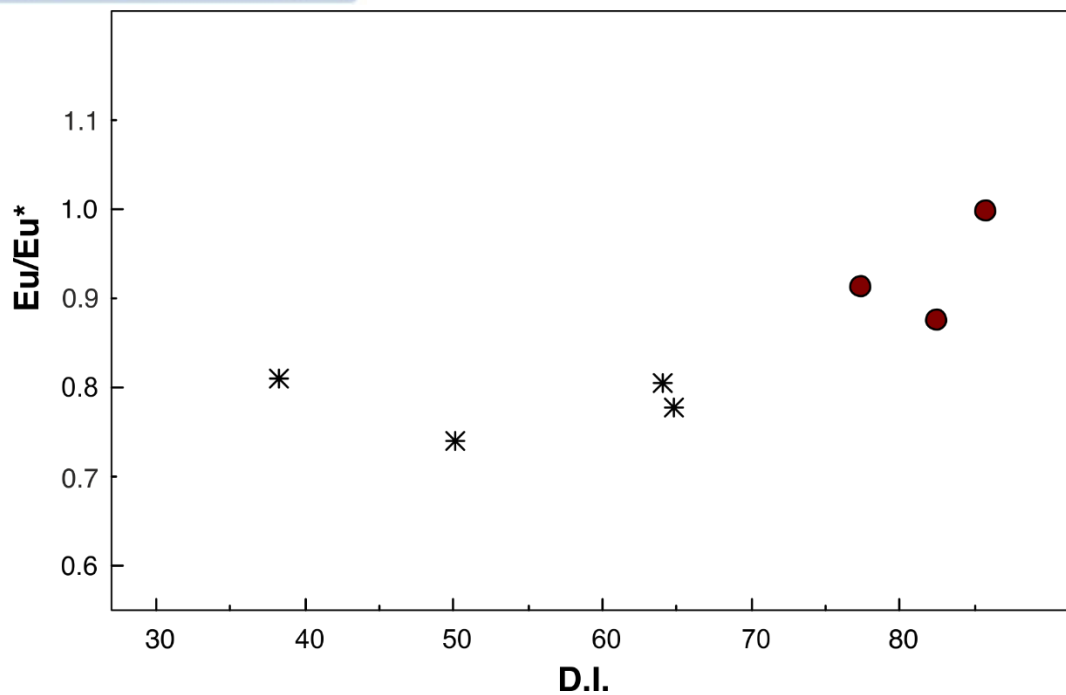
Σε συνθήκες χαμηλής μερικής πίεσης οξυγόνου, αυξάνεται ο λόγος Eu^{2+}/Eu^{3+} , και το Eu^{2+} εισέρχεται στην δομή του πλαγιοκλάστου, καταλαμβάνοντας την θέση του Sr. Έτσι, η συμμετοχή του πλαγιοκλάστου οδηγεί στην μείωση της συγκέντρωσης των δύο ιχνοστοιχείων με αποτέλεσμα την αρνητική ανωμαλία στον διάγραμμα μεταβολής των REE.

Η κατανομή του Eu εξαρτάται και από την συμμετοχή της κεροστίλβης, αφού μπορεί να εισέλθει και στο δικό της πλέγμα. Σε περίπτωση που το πλαγιόκλαστο κυριαρχεί κατά την διαφοροποίηση, σε σχέση με την κεροστίλβη, τότε θα εμφανίζεται μικρή ανωμαλία του Eu (HANSON 1978, CULLERS & GRAF 1984 από ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991).

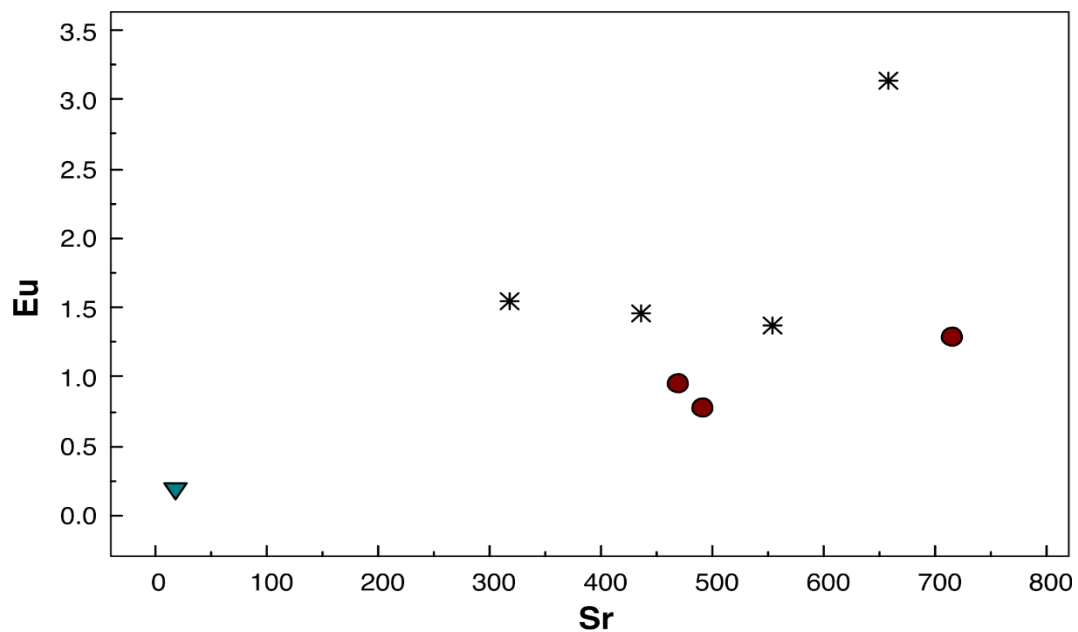
Για να χαρακτηριστεί ένα δείγμα ότι έχει αρνητική ανωμαλία Eu, πρέπει η τιμή του λόγου Eu/Eu^* να είναι μικρότερη από 1. Οι τιμές του λόγου του Eu/Eu^* (Σχ. 6.17) στα δείγματα που αναλύθηκαν κυμαίνονται από 0.739 έως 0.996.

Στο διάγραμμα Eu–Sr (Σχ. 6.18), παρατηρείται θετική συσχέτιση μεταξύ των δύο στοιχείων. Αυτό δείχνει ότι ο αποχωρισμός του Eu, εξαρτάται από το Eu^{2+} , το οποίο έχει στενή γεωχημική σχέση με το Sr (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991). Άρα, το πλαγιόκλαστο και οι καλιούχοι άστριοι είναι αυτοί που ελέγχουν την διαφοροποίηση του μάγματος.

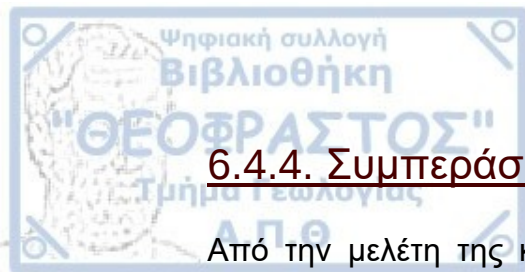
Στο διάγραμμα Eu/Eu^* σε σχέση με το Sr , παρατηρείται θετική συσχέτιση, που όμως φαίνεται να χωρίζεται σε δύο διαφορετικές τάσεις.



Σχ. 6.17. Διάγραμμα μεταβολής Eu/Eu^* σε σχέση με τον Δείκτη Διαφοροποίησης (D.I.)



Σχ. 6.18. Διάγραμμα μεταβολής Eu σε σχέση με το Sr .



6.4.4. Συμπεράσματα

Από την μελέτη της κατανομής των σπανίων γαιών, φαίνεται ότι τα δείγματα που αναλύθηκαν έχουν στενή γενετική σχέση μεταξύ τους. Μπορούν να θεωρηθούν, λοιπόν, συμαγματικά, και ότι προέρχονται από την διαφοροποίηση του ίδιου αρχικού μάγματος.

Αυτή η διαφοροποίηση, ελέγχεται κυρίως από την ομάδα των αστρίων, δηλαδή το πλαγιόκλαστο και τον καλιούχο άστριο, και την κεροσίλβη, αλλά συμμετέχουν και επουσιώδη ορυκτά, όπως ο αλλανίτης, ο τιτανίτης, το ζirkόνιο και ο απατίτης.

7. Πετρογένεση

7.1. Πετρογενετικές ταξινομήσεις

Το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης ενός πυριγενούς πετρώματος και η πηγή προέλευσής του, συνδέονται άμεσα με την ορυκτολογική και τη χημική σύστασή του. Έχουν προταθεί, με το πέρασμα του χρόνου, αρκετοί τρόποι, που βασίζονται σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία, για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης και της πηγής προέλευσης των μαγμάτων. Παρακάτω, θα αναλυθούν αυτοί που έχουν χρησιμοποιηθεί στην παρούσα εργασία.

7.1.1. Χημική ταξινόμηση

Η ταξινόμηση S-I-A-M διαχωρίζει τα πλουτωνικά πετρώματα ανάλογα με τα ιδιαίτερα χημικά χαρακτηριστικά της πηγής προέλευσής τους. Καθιερώθηκε, αρχικά από τους CHAPPEL & WHITE 1974, χρησιμοποιώντας μόνο τους όρους S-I, και εμπλουτίστηκε αργότερα και από άλλους ερευνητές. Οι όροι σημαίνουν:

- S: πηλικά ιζηματογενή,
- I: βασικά πυριγενή,
- A: μάγματα με τεκτονικές παραμέτρους,
- M: κλασματική κρυστάλλωση φεμικών μαγμάτων.

Για την εύρεση της πηγής προέλευσης, σύμφωνα με την ταξινόμηση S-I-A-M, χρησιμοποιούνται τα κριτήρια που εμφανίζονται στον πίνακα 7.1.

Το SiO_2 του πλουτωνίτη κυμαίνεται από 49.3 έως 71.68, ο μέσος όρος του λόγου $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ είναι 1.327, ο μέσος όρος του Na_2O είναι 3.60, ο μέσος όρος του $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ είναι 1.19, ο μέσος όρος του Eu είναι 1.5, ο μέσος όρος του Cr είναι 90.03 και του Ni 19.72, ο μέσος όρος του αρχικού λόγου $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ είναι 0.7058, το εNd κυμαίνεται από -2.9 έως -2.3, τα τυπικά ορυκτά κλειδιά είναι η κεροστίλβη, ο βιοτίτης, ο τιτανίτης και ο μαγνητίτης και το εύρος του πετρογραφικού τύπου είναι γρανίτης έως μονζονίτης.

Σύμφωνα, λοιπόν, με αυτόν, ο πλουτωνίτης της Καστοριάς είναι I-τύπου.

Πιν. 7.1. Ταξινόμηση S-I-A-M (από ΔΡΑΚΟΥΛΗΣ 2019)

Χαρακτηριστικά	S-τύπος	I-τύπος	A-τύπος	M-τύπος
SiO_2	65-79%	53-76%	60-80%	54-73%
$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$	>1.1	<1.1	ποικίλει σε <1	<1.2
Na_2O σε πυριτικά πετρώματα	ποικίλει	>3.2%	>2.8%	>3.2%
K_2O / Na_2O	υψηλό	χαμηλό	συνήθως υψηλό	πολύ χαμηλό
$Fe^{3+} / Fe^{2+} + Fe^{3+}$	χαμηλό	μέτριο-υψηλό	μέτριο	υψηλό
Eu	χαμηλό?	χαμηλό-υψηλό	χαμηλό	?
Cr, Ni	υψηλό	χαμηλό	χαμηλό	?
$^{87}Sr / ^{86}Sr_{initial}$	Συνήθως >0.708	Συνήθως <0.708	0.703-0.712	Συνήθως <0.704
ϵ_{Nd}	-4 έως -17	-4 έως -9	?	?
Κύριοι ξενόλιθοι	μεταϊζήματα	Αμφιβολίτης, διορίτης	σπάνιοι	κεροσιλβη
CIPW ορυκτά	>1% C	<1% C	di common	?
Τυπικά ορυκτά "κλειδιά"	μοσχοβίτης, βιοτίτης, σιλλιμανίτης, γρανάτης	κεροσιλβη, βιοτίτης, τιτανίτης, μαγνητίτης	βιοτίτης, αλκ. πυρόξενο, αλκ. αμφίβολος, μαγνητίτης, φθορίτης	κεροσιλβη, κλινοπυρόξενο, βιοτίτης, μαγνητίτης
Εύρος του πετρογραφικού τύπου	Λευκογρανίτης έως γρανοδιορίτης	γρανίτης έως γάββρος	αλκ. γρανίτης έως ανορθοσίτης	Χαλαζικός διορίτης έως γάββρος
Ηφαιστειακά πετρώματα που συσχετίζονται	ροές πυριτικής τέφρας	ροές ρυολιθικής τέφρας, δακίτης, ανδεσίτης	αλκαλικοί ρυόλιθοι	Ασβεσταλκαλικός ανδεσίτης, δακίτης, ρυόλιθος, θολεΐτης
Γεωτεκτονικό περιβάλλον	Ζώνη υποβύθισης, ιζηματογενής πηγή ανώτερου φλοιού	Ζώνη υποβύθισης, φλοιικά πετρώματα Υπεραργιλικά φεμική έως ενδιάμεση πυριγενής πηγή	Ανορογεννητική κρατονική ζώνη ρηγμάτων	Ζώνη υποβύθισης, ή ωκεάνιο – ενδοπλακικό μαδυακό υλικό

Πηγές: Chappell and White (1974), White and Chappell (1977, 1988), Loiselle and Wones (1979), Collins et al. (1982), Pitcher (1987), McHone and Butler (1984), White and Chappell 1988, Barbarin (1990), Eby (1990).

7.1.2. Ταξινόμηση με βάση το γεωτεκτονικό περιβάλλον

Ο BARBARIN (1990), διαχωρίζει τα πετρώματα με βάση το γεωτεκτονικό περιβάλλον, την ορυκτολογία, την πετρογραφία και τα γεωχημικά χαρακτηριστικά τους. Με βάση τον Πιν. 7.2, ο πλουτωνίτης της Καστοριάς, θα μπορούσε να ταξινομηθεί ως H_{CA} (Ομάδα υβριδικών ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου), λόγω της ασβασταλκαλικότητας των πετρωμάτων, αν και ορισμένα δείγματα θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν και ως H_{LO} (Ομάδα υβριδικών πετρωμάτων μετα-ορογενετικής φάσης), λόγω του υψηλού K, που χαρακτηρίζει αυτή την ομάδα.

Πιν. 7.2. Ταξινόμηση με βάση το γεωτεκτονικό περιβάλλον από BARBARIN 1990.

- ORIGIN -	- GRANITOID TYPES -		- TECTONIC SETTING -	
CRUSTAL ORIGIN PERALUMINOUS ROCKS	Intrusive Two-mica Leucogranites	C _{ST}	COLLISION OR POST-COLLISION ZONES	OROGENIC GRANITOIDS
	Peraluminous Autochthonous Granitoids	C _{CA}		
	Peraluminous Intrusive Granitoids	C _{CI}		
MIXED ORIGIN (Crust + Mantle) METALUMINOUS OR CALC-ALKALINE ROCKS	Potassic Calc-Alkaline granitoids (High K – Low Ca)	H _{LO}	SUBDUCTION ZONES	
	Calc-Alkaline Granitoids (Low K–High Ca)	H _{CA}		
MANTLE ORIGIN THOLEIITIC, ALCALINE OR PERALKALINE ROCKS	Island Arc Tholeiitic Granitoids	T _{IA}	RIFTING OR DOMING ZONES	ANOROGENIC GRANITOIDS
	Midocean Ridge Tholeiitic Granitoids	T _{OR}		
	Alkaline and Peralkaline Granitoids	A		

Μία ακόμη ταξινόμηση, είναι αυτή του WINTER (2001), που παρουσιάζεται στον Πιν. 7.3., που συνδυάζει στοιχεία από προηγούμενες ταξινομήσεις (PITCHER 1983, PITCHER 1993 και BARBARIN 1990). Ο πλουτωνίτης της Καστοριάς, με βάση τον πίνακα 7.1 και 7.2 και σύμφωνα με τον Πιν. 7.3, είναι προϊόν μίξης μανδυακής προέλευσης μάγματος, με μόλυνση από τον φλοιό, και το γεωτεκτονικό περιβάλλον είναι ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο.

Πιν. 7.3. Ταξινόμηση με βάση το γεωτεκτονικό περιβάλλον από WINTER 2001.

	OROGENIC			TRANSITIONAL	ANOROGENIC	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Continental Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
Examples	Bougainville, Solomon Islands, Papua New Guinea	Mesozoic Cordilleran batholiths of west Americas Gander Terrane	Manaslu and Lhotse of Nepal, American Massif of Brittany	Late Caledonian Plutons of Britain, Basin and Range, late Variscan, early Northern Proterozoic	Nigerian ring complexes, Oslo rift, British Tertiary Igneous Province, Yellowstone hotspot	Oman and Troodos ophiolites; Iceland, Ascension, and Reunion Island intrusives
Geo-chemistry	Calc-alkaline > thol. M-type & I-M hybrid Metaluminous	Calc-alkaline I-type > S-type Met-Al to sl. Per-Al	Calc-alkaline S-type Peraluminous	Calc-alkaline I-type S-type (A-type) Metalum. to Peralum	Alkaline A-type Peralkaline	Tholeiitic M-type Metaluminous
Rock types	qtz-diorite in mature arcs	tonalite & granodior. > granite or gabbro	migmatites & leucogranite	bimodal granodiorite + diorite-gabbro	Granite, syenite + diorite-gabbro.	Plagiogranite
Associated Minerals	Hbl > Bt	Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirine fayalite, Rbk, arfved.	Hbl
Associated Volcanism	Island-arc basalt to andesite	Andesite and dacite in great volume	often lacking	basalt and rhyolite	alkali lavas, tuffs, and caldera infill	MORB and ocean island basalt
Classification	T_{IA} tholeiite island arc	H_{CA} hybrid calc-alkaline	C_{ST} C_{CA} C_{CI} continental types	H_{LO} hybrid late orogenic	A alkaline	T_{OR} tholeiite ocean ridge
Pearce et al. (1984)	VAG (volcanic arc granites)		COLG (collision granites)		WPG and ORG (within plate and ocean ridge granites)	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG island arc granite	CAG contin. arc granite	CCG cont. collision gran.	POG post-orogenic gran.	RRG CEUG rift & aborted/hotspot	OP ocean plagiogranite
Origin	Partial melting of mantle-derived mafic underplate	PM of mantle-derived mafic underplate + crustal contribution	Partial melting of recycled crustal material	Partial melting of lower crust + mantle and mid-crust contrib	Partial melting of mantle and/or lower crust (anhydrous)	Partial melting of mantle and fractional crystallization
Melting Mechanism	Subduction energy: transfer of fluids and dissolved species from slab to wedge. Melting of wedge, transfer of heat upward		Tectonic thickening plus radiogenic crustal heat		Hot spot and/or adiabatic mantle rise	

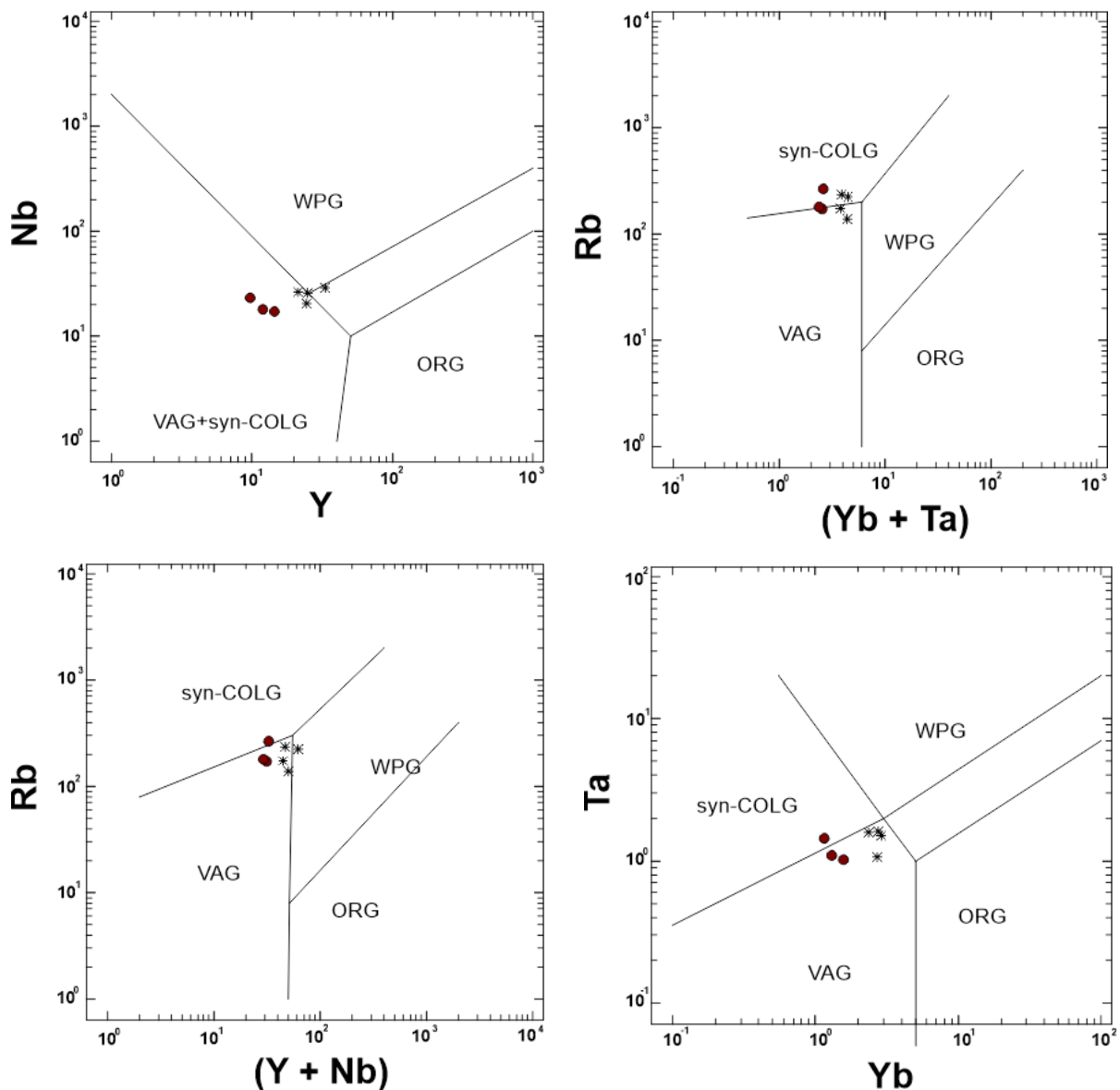
After Pitcher (1983, 1993), Barbarin (1990)

7.1.3. Γεωχημική ταξινόμηση

Σύμφωνα με τους PEARCE et al. (1984), τα γρανιτικά πετρώματα μπορούν να κατηγοριοποιηθούν, ανάλογα με το γεωτεκτονικό τους περιβάλλον, σε:

- Γρανίτες μεσωκεάνιας ράχης (**ORG**),
- Γρανίτες ηφαιστειακού τόξου (**VAG**),
- Ενδοπλακικοί γρανίτες (**WPG**),
- Γρανίτες σε περιοχές ηπειρωτικής σύγκρουσης (**COLG**)

Στο Σχ. 7.1, τα δείγματα του πλουτωνίτη της Καστοριάς προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτικών πετρωμάτων σε περιοχές ηπειρωτικής σύγκρουσης (COLG) και ηφαιστειακού τόξου (VAG).



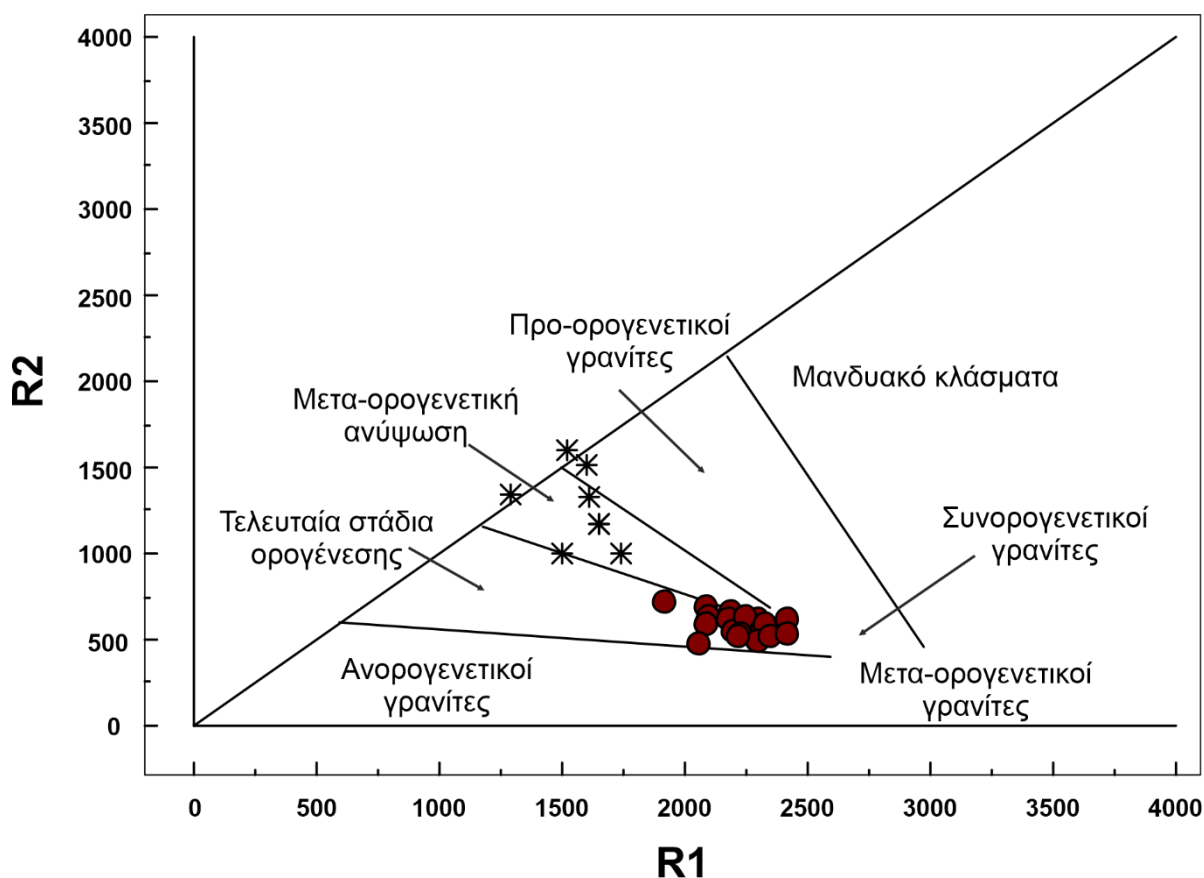
Σχ. 7.1 Προβολή των δειγμάτων του πλουτωνίτη της Καστοριάς στα διαγράμματα των PEARCE et al. (1984).

Σύμφωνα με τους BATCELO & BOWDEN (1985), τα γρανιτικά πετρώματα μπορούν να κατηγοριοποιηθούν, με βάση τα κύρια στοιχεία, ανάλογα με τη χρονική φάση της ηπειρωτικής σύγκρουσης, σε σχέση με την μαγματική διεξόδου του γρανιτικού πετρώματος. Με το διάγραμμα $R1 - R2$, διακρίνονται τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα, που μπορούν να δώσουν διαφορετικούς τύπους γρανιτικών πετρωμάτων.

Τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα και τα αντίστοιχα πετρώματα είναι:

- **Πριν την ηπειρωτική σύγκρουση:** δημιουργία I-τύπου γρανιτικών πετρωμάτων,
- **Συνορογενετικοί:** δημιουργία S-τύπου γρανιτικών πετρωμάτων,
- **Μετά τη σύγκρουση:** δημιουργία A-τύπου γρανιτικών πετρωμάτων,
- **Μανδυακά κλάσματα,**
- **Ανορογενετικοί γρανίτες,**
- **Γρανίτες που δημιουργήθηκαν στο τελευταίο στάδιο της ορογένεσης.**

Στο Σχ. 7.2, τα δείγματα του πλουτωνίτη της Καστοριάς προβάλλονται, στην κατηγορία στα τελευταία στάδια της ηπειρωτικής σύγκρουσης (GR) και στην μετά την σύγκρουση (MME).

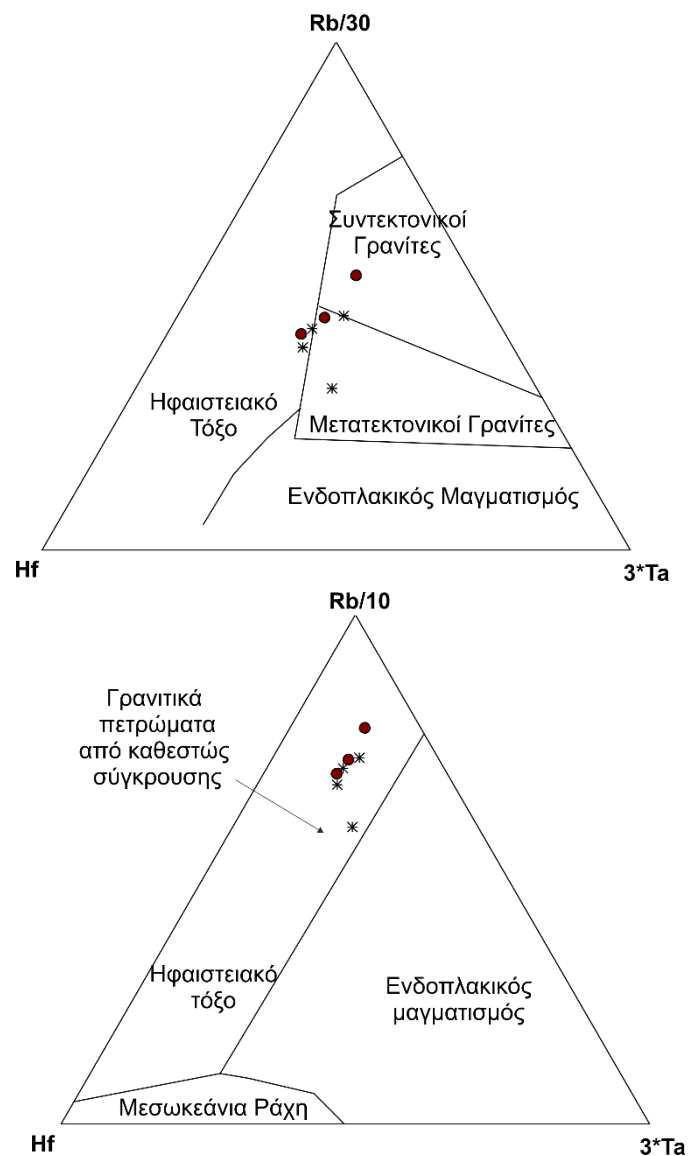


Σχ. 7.2. Προβολή δειγμάτων στο διάγραμμα $R1-R2$ των BATCELO & BOWDEN (1985), όπου $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ και $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Σύμφωνα με τους HARRIS et al. (1986), τα πυριγενή πετρώματα μπορούν να κατηγοριοποιηθούν με βάση το γεωτεκτονικό τους περιβάλλον. Έτσι διακρίνονται τέσσερις ομάδες πετρωμάτων, που χρησιμοποιούνται και στο αντίστοιχο διάγραμμα:

- **Πετρώματα ηφαιστειακού τόξου:** περιλαμβάνει τα ασβεσταλκαλικά πετρώματα ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου και νησιωτικού τόξου,
- **Ενδοπλακικά πετρώματα:** περιλαμβάνει τα αλκαλικά πετρώματα (σωσσονιτικά μέχρι και αλκαλικούς βασάλτες)
- **Μετατεκτονικά πετρώματα**
- **Συντεκτονικά πετρώματα**

Στο τριγωνικό διάγραμμα Rb/30-Hf-3*Ta (Σχ. 7.3), τα δείγματα του πλουτωνίτη προβάλλονται στα πεδία των πετρωμάτων ηφαιστειακού τόξου, στα μετατεκτονικά και συντεκτονικά πετρώματα.



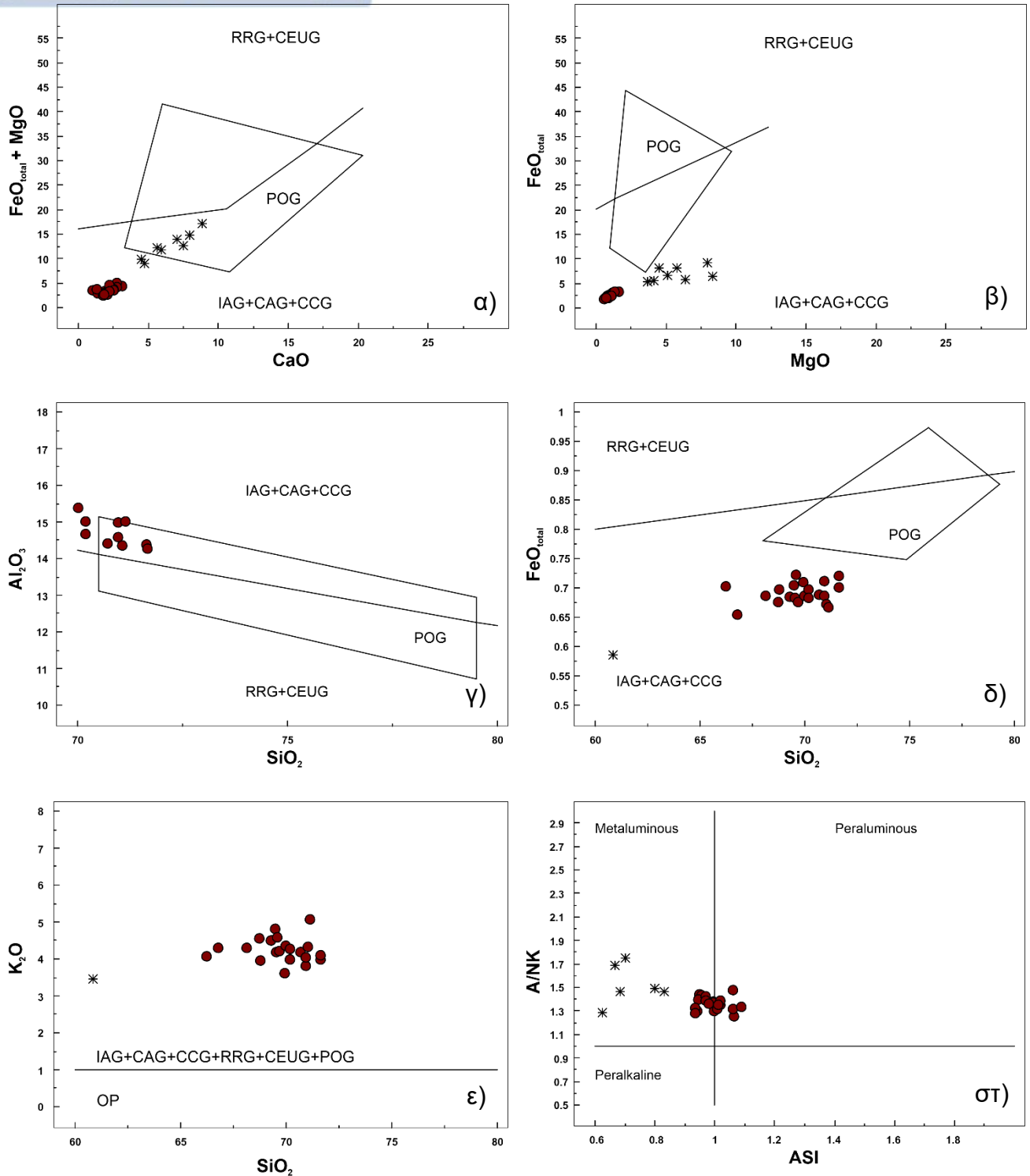
Σχ. 7.3 Προβολή των δειγμάτων του πλουτωνίτη της Καστοριάς στα τριγωνικά διαγράμματα των HARRIS et al. (1986).

Σύμφωνα με τους MANIAR & PICOLLI (1989), τα γρανитоειδή μπορούν να διαχωριστούν, με βάση τα κύρια στοιχεία, στις εξής κατηγορίες:

- Γρανιτοειδή νησιωτικού τόξου (**IAG**),
- Γρανιτοειδή ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου (**CAG**),
- Γρανιτοειδή ηπειρωτικής σύγκρουσης (**CCG**),
- Μετα-ορογενετικά γρανιτοειδή (**POG**),
- Γρανιτοειδή που σχετίζονται με εφελκυστικές δομές (**RRG**),
- Ωκεάνιοι πλαγιογρανίτες (**OP**),
- Γρανιτοειδή που σχετίζονται με ηπειρωτική επι-ορογενετική ανύψωση (**CEUG**)

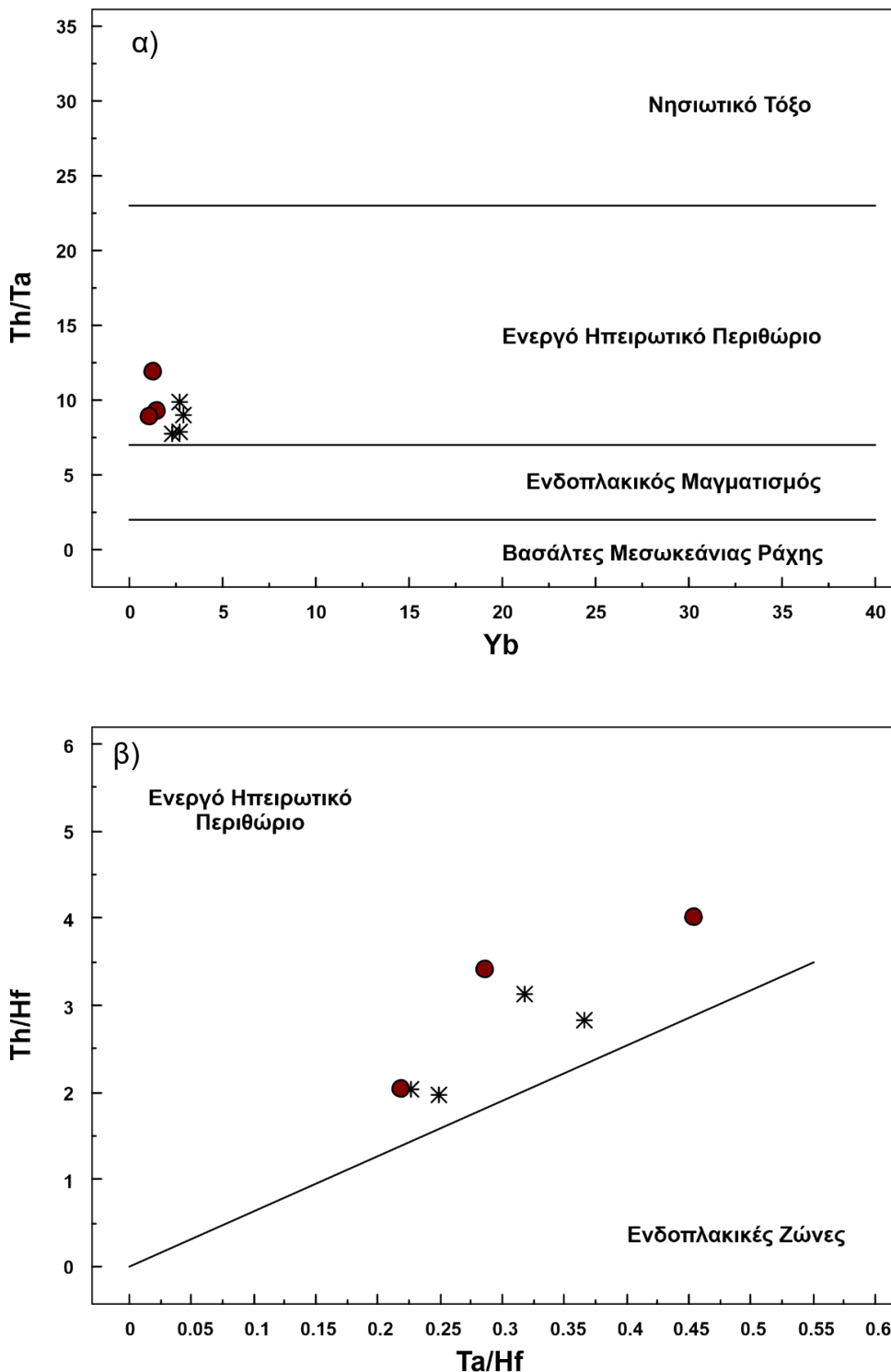
Από τα Σχ. 7.4 (α-ε), ο πλουτωνίτης φαίνεται να εμπίπτει στις κατηγορίες IAG, CAG, CCG, POG. Από το Σχ. 7.4(στ), τα δείγματα του GR, είναι ελαφρώς υπεραργιλικά (peraluminous) προς μεταργιλικά (metaluminous), ενώ τα δείγματα του MME είναι μεταργιλικά.

Σύμφωνα με αυτό, ο πλουτωνίτης της Καστοριάς αποτελεί μια ακολουθία πετρωμάτων, που δημιουργήθηκε σε περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου, με τα δείγματα του MME να αντιπροσωπεύουν τήγμα μανδυακής προέλευσης (χαμηλός αρχικός λόγος Sr, υποκεφάλαιο 7.2), και τα δείγματα του GR έχουν προέλθει από την κλασματική κρυστάλλωση, και την εξελικτική μόλυνση του αρχικού μανδυακού μάγματος από τα γειτονικά πετρώματα. Αυτή θα μπορούσε να είναι μια εξήγηση για την διττή φύση (μεταργιλική και υπεραργιλική) των δειγμάτων του GR.



Σχ. 7.4. Προβολή δειγμάτων στα διακριτικά διαγράμματα MANIAR & PICCOLI (1989).

Σύμφωνα με τους GORTON & SCHANDL (2000), οι οποίοι ταξινομούν τα πετρώματα με βάση ιχνοστοιχεία σε τέσσερα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα (νησιωτικό τόξο, ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, ενδοπλακικός μαγματισμός και μεσωκεάνιες ράχες), ο πλουτωνίτης της Καστοριάς δημιουργήθηκε σε περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου (Σχ. 7.5).



Σχ. 7.5 Προβολή των δειγμάτων του πλουτωνίτη της Καστοριάς στα διαγράμματα των GORTON & SCHANDL (2000).

7.2. Ισοτοπικές αναλύσεις

Πιν. 7.4. Ισοτοπικές αναλύσεις Sr και Nd δειγμάτων πλουτωνίτη Καστοριάς.

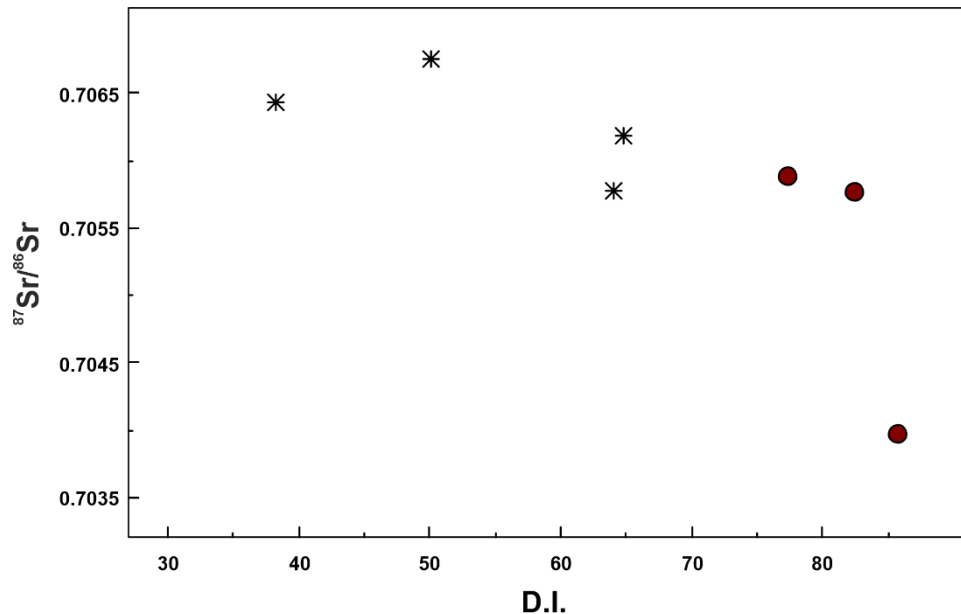
	GR	GR	GR	BASEMENT
Δείγμα	PE-11	TH-5	FO-8	VI-3
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.705869	0.705759	0.703961	0.689864
$\pm$	0.000058	0.000093	0.000133	0.004407
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512102	0.512105	0.512101	0.512259
$\pm$	0.000013	0.000012	0.000013	0.000016
ϵNd	-2.877723	-2.816314	-2.898293	0.184022
	MME	MME	MME	MME
Δείγμα	FO-16E	TH-16E	FO-11E	TH-5E
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.706430	0.706741	0.705767	0.706174
$\pm$	0.000084	0.000077	0.000131	0.000107
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512187	0.512149	0.512130	0.512129
$\pm$	0.000014	0.000014	0.000014	0.000014
ϵNd	-1.221948	-1.966413	-2.328562	-2.357930

Οι ισοτοπικές αναλύσεις, είναι επίσης πολύ σημαντικές για την εύρεση της γένεσης του μάγματος. Στον Πιν. 7.4, δίνονται οι τιμές των ισοτοπικών αναλύσεων που έγιναν σε ορισμένα δείγματα των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη της Καστοριάς και του υποβάθρου.

Σύμφωνα με τον ROLLINSON (1993), στα μάγματα, που έχουν προέλευση τον άνω μανδύα, ο λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, παίρνει τιμές μικρότερες από 0.704, και ο εμπλουτισμένος μανδύας 0.705. Ο κατώτερος φλοιός, παίρνει τιμές 0.702-0.705 και ο μέσος φλοιός έχει τιμές 0.72-0.75. Σύμφωνα με αυτές τις τιμές, ο πλουτωνίτης της Καστοριάς, φαίνεται να έχει προέλευση τον κατώτερο φλοιό ή τον εμπλουτισμένο μανδύα.

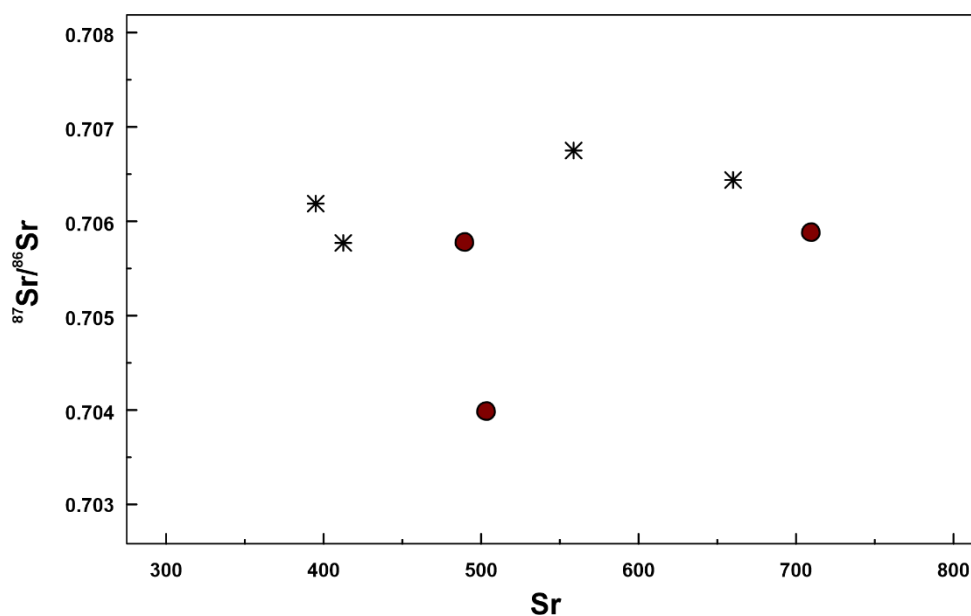
Από τις αναλύσεις των πετρογραφικών τύπων (Πιν. 7.4), προκύπτει ότι στο υπόβαθρο, ο λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ παίρνει την χαμηλότερη τιμή, ενώ ο λόγος $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, την υψηλότερη. Επίσης, το ϵNd , παίρνει την μόνη θετική τιμή.

Στο διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, σε σχέση με τον D.I. (Σχ. 7.5), παρατηρείται αρνητική συσχέτιση και μάλιστα φαίνεται να δημιουργούνται δύο υποπαράλληλες τάσεις.



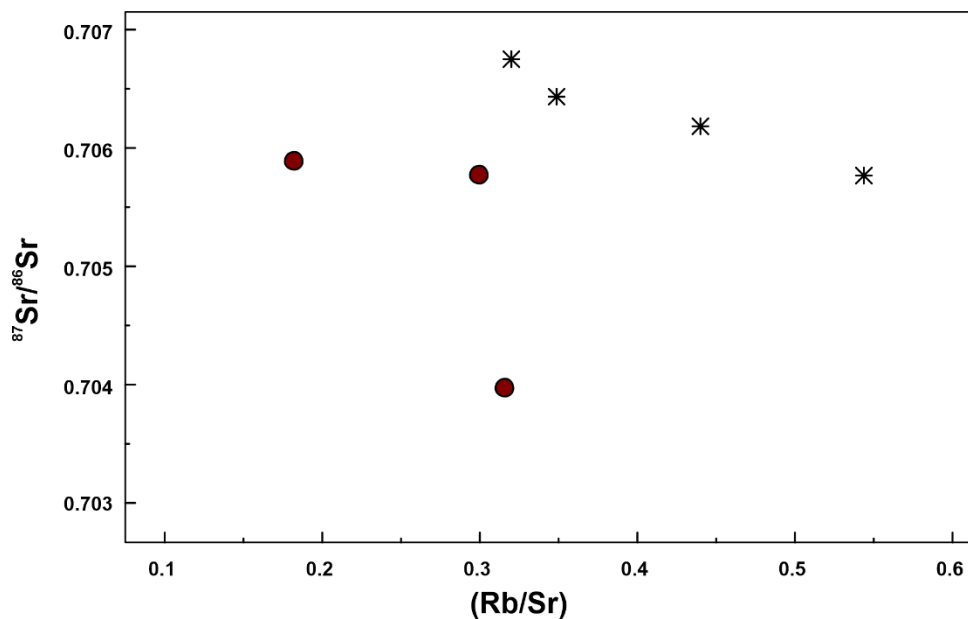
Σχ. 7.5 Διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ σε σχέση με τον D.I.

Στο διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, σε σχέση με το Sr (Σχ. 7.6), παρατηρούνται ακόμα πιο έντονα οι υποπαράλληλες τάσεις.



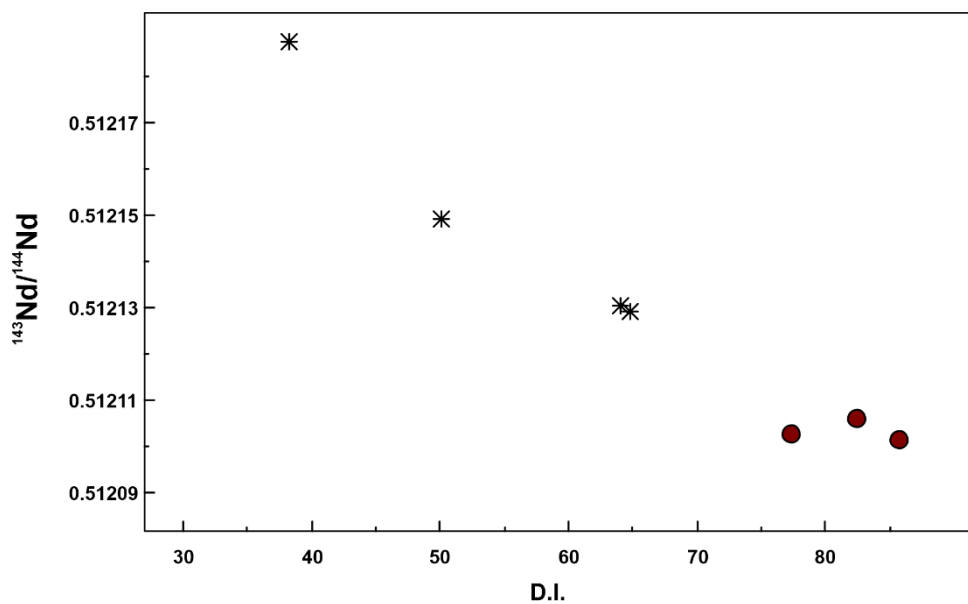
Σχ. 7.6 Διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ σε σχέση με το Sr (ppm).

Στο διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, σε σχέση με τον λόγο Rb/Sr (Σχ. 7.7), παρατηρείται διαχωρισμός μεταξύ των GR και των ΜΜΕ.



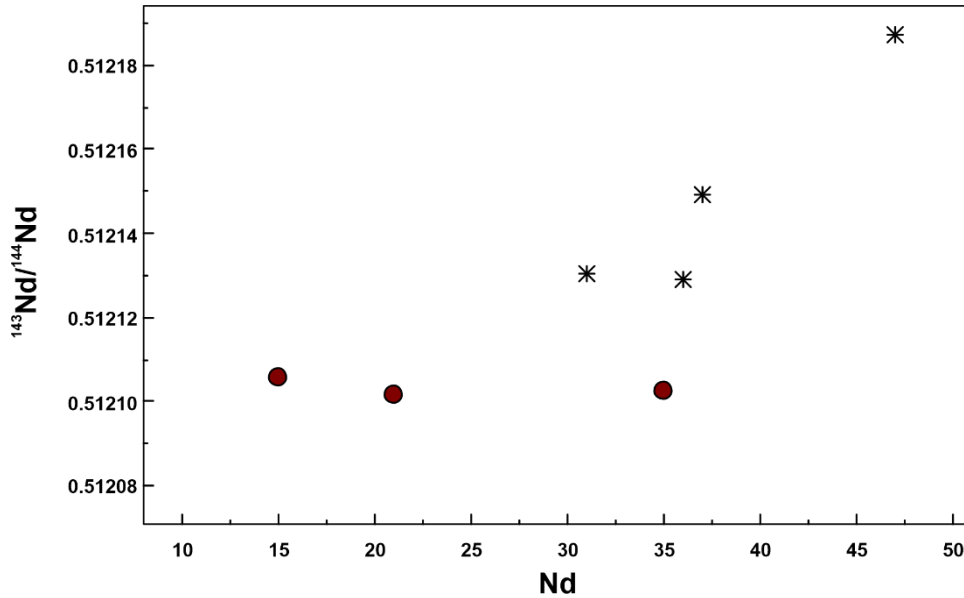
Σχ. 7.7 Διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ σε σχέση με το Rb/Sr.

Στο διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, σε σχέση με τον D.I. (Σχ. 7.8), παρατηρείται αρνητική συσχέτιση.



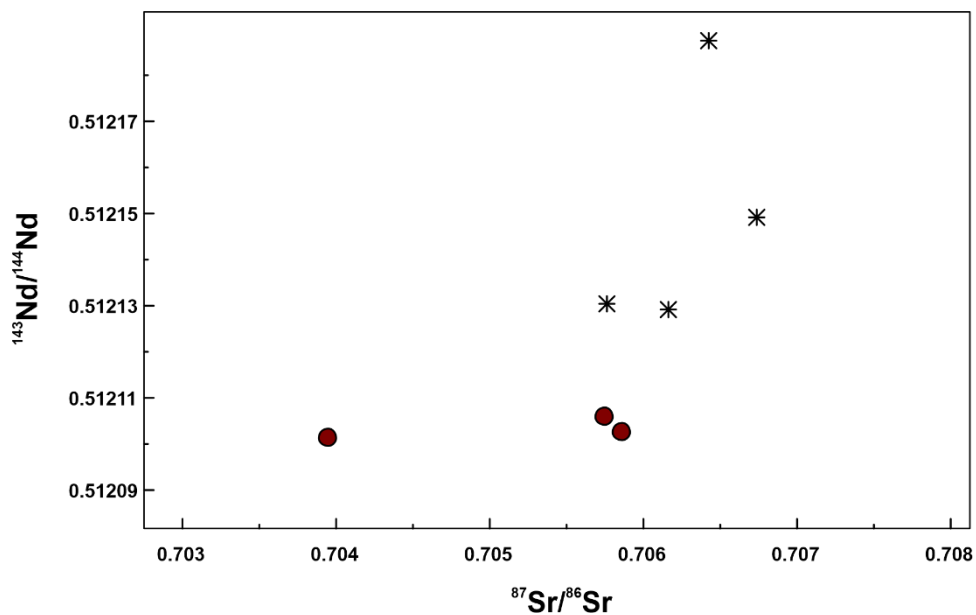
Σχ. 7.8 Διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ σε σχέση με τον D.I.

Στο διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, σε σχέση με τον Nd (Σχ. 7.9), παρατηρείται αρνητική συσχέτιση.



Σχ. 7.9 Διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ σε σχέση με το Nd (ppm).

Στο διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ σε σχέση με του $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, παρατηρείται θετική συσχέτιση.



Σχ. 7.10 Διάγραμμα μεταβολής των αρχικών λόγων του $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ σε σχέση με του $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Τα παραπάνω διαγράμματα, αποκλίνουν αρκετά από τα συνήθη διαγράμματα για παρόμοιου τύπου γρανιτικά πετρώματα, γεγονός που οφείλεται στις μεγαλύτερες τιμές αρχικού λόγου $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ του ΜΜΕ, απ' ότι του GRD.

Αυτή η ισοτοπική διαφοροποίηση που παρατηρείται, σύμφωνα με τους MARCO et al. (2014), μπορεί να οφείλεται σε:

- υδροθερμική εξαλλοίωση,
- ισοτοπική ανταλλαγή μεταξύ των εγκλεισμάτων και του υποβάθρου,
- μίξη και κλασματική κρυστάλλωση,
- ισοτοπική αστάθεια κατά την μερική τήξη,
- ισοτοπικά ετερογενής πηγή.

Ο BEARD (2008), θεωρεί ότι αν υπάρχουν δύο διαφορετικές πηγές, με μερική κρυστάλλωση τουλάχιστον της μίας, τότε όσο και να μιχθούν τα δύο μάγματα, η ισοτοπική ετερογένεια θα παραμείνει και θα κρατήσουν την αρχική ισοτοπική τους ταυτότητα.

Σύμφωνα με τους EBERZ et al. (1990), τα εγκλείσματα που δεν περιέχουν μεγακρυστάλλους, όπως ο ΜΜΕ, δεν έχουν προέλθει από μεγάλης κλίμακας μίξης δύο μαγμάτων, με διαφορετικά ιξώδη. Κατά την τήξη μιας μεικτής πηγής ή κατά την μείξη δύο μικρών μαγματικών θαλάμων που βρίσκονται κοντά στην πηγή τους, τα ετερογενή χημικά και ισοτοπικά τμήματα μπορεί να συγκεντρωθούν κατά θέσεις και, μέσω ιοντικής διάχυσης, να αποκτήσουν υβριδική σύσταση.

Ένας άλλος τρόπος που μπορεί να προκύψει η μείωση του αρχικού λόγου $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, κατά την εξέλιξη της διαφοροποίησης είναι η διαφυγή του Rb, αλλά όπως προκύπτει από το Σχ. 6.4, δεν φαίνεται να ισχύει κάτι τέτοιο. Θα μπορούσε, επίσης, να οφείλεται στην αφομοίωση υλικού του υποβάθρου, που μπορεί να οδηγήσει, εν τέλει, στην μείωση του αρχικού λόγου $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

7.3. Συνθήκες κρυστάλλωσης

Από την ΓΡΗΓΟΡΙΑΔΟΥ κ.α. (2003), δόθηκαν οι πιέσεις κρυστάλλωσης, με την μέθοδο ολικού ΑΙ για ασβεσταλκαλικά πετρώματα,

- για τον ΜΜΕ, 3.3 – 3.7 kb, από την μέθοδο του HOLLISTER (HOLLISTER et al. 1987 από ΓΡΗΓΟΡΙΑΔΟΥ κ.α. 2003), για τις ελάχιστες πιέσεις, και από την μέθοδο του SCHMIDT (SCHMIDT 1992 από ΓΡΗΓΟΡΙΑΔΟΥ κ.α. 2003), έως 3.8 – 4.1 kb,
- για τον GR, 1.5 – 4.0 kb, από την μέθοδο του HOLLISTER, και από την μέθοδο του SCHMIDT, 2.3 – 4.4 kb.

7.5. Συμπεράσματα

Με βάση τα πετρογενετικά διαγράμματα, ο πλουτωνίτης της Καστοριάς είναι Ι-τύπου γρανίτης, με μανδουακή προέλευση και φλοιική μόλυνση. Τα διαγράμματα δείχνουν ότι το περιβάλλον γένεσης είναι τύπου ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου. Ο χαρακτήρας του πλουτωνίτη εξελίσσεται σταδιακά από μεταργιλικός, στα δείγματα του ΜΜΕ, σε υπεραργιλικός, στον GR. Άρα, το γεωτεκτονικό περιβάλλον, που φαίνεται να είναι ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, συμφωνεί με την πηγή προέλευσης, που είναι μανδύας επηρεασμένος από ηπειρωτικό φλοιό.

Από τις πιέσεις κρυστάλλωσης, προκύπτει ότι ο πλουτωνίτης, κρυσταλλώθηκε σε βάθος 3-4 kb (10-13 km), με την μεγαλύτερη τιμή να αντιστοιχεί στον ΜΜΕ.

Από τις ισοτοπικές αναλύσεις, μπορούν να προκύψουν δύο συμπεράσματα:

Οι παράλληλες τάσεις που εμφανίζονται σε διάφορα διαγράμματα, όπως το Σχ. 7.5 και το Σχ. 7.6, μπορούν να ερμηνευθούν ως δύο μάγματα, από ελαφρώς διαφορετική πηγή, που μίχθηκαν μερικώς και συνέχισαν να εξελίσσονται μαζί, κρατώντας την αρχική τους ισοτοπική και χημική ταυτότητα.

Ο προοδευτικά χαμηλότερος αρχικός λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, μπορεί να οφείλεται στην αφομοίωση υποβάθρου, αφού έχει τις χαμηλότερες τιμές. Μια εξήγηση μπορεί, επίσης, να είναι η υδροθερμική εξαλλοίωση, λόγω της σερίκιτιωσης και του δευτερογενούς ασβεστίτη.

8. Συμπεράσματα - Συζήτηση

Στην παρούσα εργασία, μελετάται ο πλουτωνίτης της Καστοριάς, ο οποίος, γεωτεκτονικά, ανήκει στην Πελαγονική Ζώνη. Βρίσκεται στο όρος Βέρνο, κοντά στην Καστοριά, και καταλαμβάνει έκταση 90 km². Διεισδύει στο παλαιοζωικό μεταμορφωμένο υπόβαθρο, που αποτελείται από γνευσίους με παρεμβολές σχιστολίθων και αμφιβολιτών. Έχει ηλικία 302±15 Ma και αποτελεί μέρος της Βόρειας Ομάδας πλουτωνικών πετρωμάτων, που προήλθαν από την υποβύθιση της Παλαιοτηθύος κάτω από το Πελαγονικό τέμαχος. Ο πλουτωνίτης χαρακτηρίζεται από την έντονη μυλωνιτίωση, λεπίωση και την ελάττωση των συνθηκών μεταμόρφωσης προς τα δυτικά. Είναι τεκτονικά τοποθετημένος πάνω στα αλπικά μεταμορφωμένα ιζήματα, με φορά προς τα ΝΔ του δυτικού περιθωρίου της Πελαγονικής (Α. Ηώκαινο-Ολιγόκαινο).

Με βάση μικροσκοπικές και μακροσκοπικές παρατηρήσεις, αλλά και την χημική ταξινόμηση Q'-ANOR (STRECKEISEN & LeMAITRE, 1979), διακρίνονται τρεις πετρογραφικοί τύποι: Βιοιτιτικοί-κεροστιλβικοί πορφυροειδείς Γρανίτες (GR), Λεπτόκοκκα εγκλείσματα Χαλαζιακής Μονζονιτικής σύστασης (MME) και Απλιτικές διεισδύσεις (APL).

Ο GR αποτελεί ένα αδρόκοκκο έως μεσόκοκκο πέτρωμα, πράσινου χρώματος με ρόδινους μεγακρυστάλλους καλιούχου αστρίου. Ως κύρια ορυκτά συστατικά απαντώνται χαλαζίας, μικροκλινής, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης, πράσινη κεροστίλβη. Ως επουσιώδη απαντώνται τιτανίτης, αλλανίτης, απατίτης, ζirkόνιο και μαγνητίτης. Ως δευτερογενή ορυκτά απαντώνται επίδοτο, χλωρίτης, ακτινόλιθος και σερικήτης. Επίσης, έχει βρεθεί ασβεστίτης μέσα σε ρωγμές.

Ο MME έχει λεπτόκοκκη εμφάνιση έως μεσόκοκκη, με ελάχιστους κρυστάλλους να ξεχωρίζουν από μάζα και σκούρο τεφρό χρώμα. Ως κύρια ορυκτά, απαντώνται το πλαγιόκλαστο, ο μικροκλινής, ο χαλαζίας, ο βιοτίτης και η πράσινη κεροστίλβη. Ως επουσιώδη ορυκτά, απαντώνται ο τιτανίτης, ο απατίτης, το ζirkόνιο και ο αλλανίτης. Ως δευτερογενή ορυκτά, απαντώνται ακτινόλιθος, σερικήτης, μοσχοβίτης και επίδοτο.

Ο APL έχει λεπτόκοκκη εμφάνιση έως μεσόκοκκη, ενώ κατά περιπτώσεις ξεχωρίζουν πορφυροκλάστες από αστρίου και χαλαζία. Το χρώμα είναι λευκό έως ρόδινο και στις περισσότερες περιπτώσεις, εμφανίζεται τεκτονισμένος. Ως κύρια ορυκτά, απαντώνται το πλαγιόκλαστο, ο μικροκλινής και ο χαλαζίας. Ως επουσιώδη ορυκτά, απαντάται σε μερικές τομές ο μαγνητίτης. Ως δευτερογενή ορυκτά, απαντώνται μοσχοβίτης, επίδοτο και σερικήτης.

Από τα διαγράμματα μεταβολής των κύριων στοιχείων, φαίνεται μία πολλή καλή γραμμική συσχέτιση με τον D.I., που δείχνει αρχικά μια συνεχή σειρά πετρωμάτων με στενή χημική συγγένεια. Ο D.I. κυμαίνεται από 77,25 έως 86,96 στον GR, ενώ στον MME, παίρνει χαμηλότερες τιμές, από 38,25 έως 64,89. Ο GR ταξινομείται στην Υψηλού Κ ασβεσταλκαλική σειρά, ενώ ο MME στην Σωσονιτική σειρά (PECCERILLO & TAYLOR 1976).

Από τα διαγράμματα των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων, παρατηρείται, γενικά μια μέτρια συσχέτιση, με έντονη διασπορά, ειδικά στον MME, και πιο καλή συσχέτιση στον GR. Επίσης, προκύπτει ότι τα ορυκτά που ελέγχουν την διαφοροποίηση είναι οι άστριοι, οι αμφίβολοι, ο βιοτίτης, ο τιτανίτης, ο αλλανίτης, ο απατίτης, το ζirkόνιο και ο μαγνητίτης.

Από την μελέτη της κατανομής των REE, προκύπτει ότι τα δείγματα που αναλύθηκαν έχουν στενή γενετική σχέση μεταξύ τους, και πιθανότατα είναι συμαγματικά. Η διαφοροποίηση του μάγματος, ελέγχεται κυρίως από την ομάδα των αστρίων, δηλαδή το πλαγιόκλαστο και τον καλιούχο άστρο, και την κερυσίτη, αλλά συμμετέχουν και επουσιώδη ορυκτά, όπως ο αλλανίτης, ο τιτανίτης, το ζirkόνιο και ο απατίτης.

Από τα πετρογενετικά διαγράμματα, ο πλουτωνίτης της Καστοριάς είναι Ι-τύπου γρανίτης, με μανδουακή προέλευση και φλοιική μόλυνση. Τα διαγράμματα δείχνουν ότι το περιβάλλον γένεσης είναι τύπου ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου.

Από τις πιέσεις κρυστάλλωσης, προκύπτει ότι ο πλουτωνίτης κρυσταλλώθηκε σε βάθος 3-4 kb (10-13 km), με την μεγαλύτερη τιμή να αντιστοιχεί στον MME.

Ο προοδευτικά χαμηλότερος αρχικός ισοτοπικός λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, μπορεί να εξηγηθεί με αφομοίωση υποβάθρου, αφού έχει τις χαμηλότερες τιμές, και ίσως και με την συμβολή της υδροθερμικής εξαλλοίωσης των αστρίων.

Συνοψίζοντας, ο πλουτωνίτης της Καστοριάς δημιουργήθηκε σε μια εκτεταμένη ζώνη κατάδυσης, που λειτουργούσε το Ανώτατο Λιθανθρακοφόρο, γεγονός που φαίνεται και από τα υπόλοιπα παρόμοιας ηλικίας πλουτωνικά πετρώματα της Πελαγονικής Ζώνης. Ο μαγματισμός αυτός, πιθανώς να σχετίζεται με την υποβύθιση της Παλαιοηθούς, κάτω από την Πελαγονικό τέμαχος. Το πρωταρχικό μάγμα προήλθε από την μερική τήξη μανδουακού υλικού, όπως φαίνεται και από τις ισοτοπικές αναλύσεις, και κατά την άνοδό του προς μικρότερα βάθη, αντέδρασε με υλικά από τον φλοιό.

Από την ανάλυση των διαγραμμάτων μεταβολής κυρίων στοιχείων, ιχνοστοιχείων, RRE και ισοτόπων, προέκυψαν αρκετά αποτελέσματα, που δεν ερμηνεύονται εύκολα. Τα διαγράμματα προβολής του λόγου K/Rb σε σχέση με το Rb και του Rb/Sr σε σχέση με το Sr, θα έπρεπε να εμφανίζουν τον ένα πετρογραφικό τύπο ως συνέχεια του άλλου, δηλαδή να έχουν την ίδια πηγή προέλευσης, όπως υποδεικνύει το διάγραμμα κατανομής REE (Σχ. 6.16) και η πλειοψηφία των διαγραμμάτων μεταβολής κυρίων στοιχείων. Σύμφωνα με τον DOSTAL (1975), υποπαράλληλες τάσεις, όπως αυτή που εμφανίζουν τα διαγράμματα μεταβολής, δείχνουν διαφορετική πηγή μαγμάτων, ή/και διαφορετικό τρόπο εξέλιξης. Έτσι φαίνεται να έχουν μία διαφορετική πορεία διαφοροποίησης και έπειτα μίξης, χωρίς όμως να γίνεται μίξη των δύο μαγμάτων. Το ίδιο φαίνεται πολύ έντονα και στα διαγράμματα μεταβολής των ισοτοπικών λόγων $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Σχ. 7.5 έως Σχ. 7.7). Μια ερμηνεία, που μπορεί να επαληθεύσει τα παραπάνω, είναι η ύπαρξη δύο μαγματικών θαλάμων, που μπορεί να προέρχονται από ελαφρώς διαφορετική πηγή, ή να έχουν επηρεαστεί σε διαφορετικά ποσοστά από τον φλοιό, να μινγνούνται μερικώς και να εξελίσσονται έπειτα μαζί, κρατώντας τις ισοτοπικές και χημικές τους ταυτότητες. Τέλος, οι συνεχώς μειούμενες τιμές του αρχικού ισοτοπικού λόγου $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, από τα βασικότερα προς τα οξινότερα μέλη, πιθανώς σχετίζεται με την απορρόφηση φλοιικού υλικού, που εμφανίζει τις χαμηλότερες τιμές.

Παρόλα αυτά, χρειάζεται περεταίρω έρευνα, για την ορθότερη ερμηνεία των αποκλινόντων αποτελεσμάτων, καθώς αποτελεί μια πρωταρχική ερμηνεία, βασισμένη σε βιβλιογραφικά δεδομένα.

9. Περίληψη

Κύριο αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι η πετρογραφία, η γεωχημική ανάλυση και η πετρογένεση του πλουτωνίτη της Καστοριάς. Ο πλουτωνίτης έχει ηλικία 302 ± 15 Ma, και τοποθετείται γεωτεκτονικά στην Πελαγονική ζώνη. Χωρίζεται σε τρεις κύριους πετρογραφικούς τύπους: Βιοτιτικοί-κεροσιλβικοί πορφυροειδείς Γρανίτες (GR), Λεπτόκοκκα εγκλείσματα Χαλαζιακής Μονζονιτικής σύστασης (MME) και Απλιτικές διεισδύσεις (APL). Η παρατήρηση των δειγμάτων έγινε με οπτικό πολωτικό μικροσκόπιο, για την εύρεση της πετρογραφίας του πλουτωνίτη. Για την γεωχημική μελέτη του πλουτωνίτη, τα δείγματα αναλύθηκαν με την μέθοδο XRF και με την μέθοδο ICP-MS-LA. Από την πετρογραφική ανάλυση προέκυψε η ορυκτολογική σύσταση, που αποτελείται από: χαλαζία, μικροκλινή, πλαγιόκλαστο, πράσινη κεροσίλβη, βιοτίτη, τιτανίτη, αλλανίτη, απατίτη, ζirkόνιο και μαγνητίτη. Ως δευτερογενή ορυκτά απαντώνται επίδοτο, χλωρίτης, ακτινόλιθος, σερίκίτης και ασβεστίτης. Από την ανάλυση των γεωχημικών δεδομένων, φαίνεται ότι ο πλουτωνίτης ανήκει στην ασβεσταλκαλική σειρά υψηλού K και χαρακτηρίζεται υπεραργιλικός έως μεταργιλικός I-τύπου. Το γεωτεκτονικό περιβάλλον που προσδιορίστηκε είναι ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου, με πηγή προέλευσης τον μανδύα, με επιρροή από τον φλοιό. Ο αρχικός ισοτοπικός λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ είναι 0.690 στο υπόβαθρο, 0.690 έως 0.707 στον MME και 0.704 έως 0.706 στον GR, με μέσο όρο 0.7058, ανάμεσα στους δύο πετρογραφικούς τύπους, τιμές που δείχνουν μανδυακή προέλευση.

10. Abstract

The main object of this thesis is the petrological and geochemical analysis and petrogenesis of Kastoria pluton. The age of the pluton is 302 ± 15 Ma, and it belongs to the Pelagonia Terrane. Three main petrographic types can be recognized: Biotite-Hornblende porphyry Granite (GR), Mafic Microgranular Enclaves composed of Quartz Monzonite (MME) and Aplitic Intrusions (APL). The samples were examined with Polarized light microscope, to conduct the petrological analysis of the pluton. The results of XRF and ICP-MS-LA were analyzed to conduct the geochemical analysis. The main rock-forming minerals are quartz, microcline, plagioclase, hornblende, biotite, titanite, allanite, apatite, zircon and magnetite. The secondary minerals are epidote, chlorite, actinolite, sericite and calcite. From the geochemical analysis, Kastoria pluton belongs to calcalkaline series of high K and is characterized as a peraluminous to metaluminous I-type granite. The geochemical character of the pluton indicates association with ocean-crust subduction zone and a mantle-derived magma, with crust contamination. The initial isotopic ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ is 0.690 in the basement rocks, 0.690 to 0.707 in MME and 0.704 to 0.706 in GR, with an average of 0.7058 between the two petrographic types, values that demonstrate mantle source, with crust contamination.

Βιβλιογραφία

- ANDERS, B. (2005). *The Pre-Alpine Evolution of the Basement of the Pelagonian Zone and the Vardar Zone, Greece*. Dissertation zur Erlangung des Grades "Doktor der Naturwissenschaften", Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Fachbereich Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften, Mainz.
- ANDERS, B., REISCHMANN, T., & KOSTOPOULOS, D. (2007). Zircon geochronology of basement rocks from the Pelagonian Zone, Greece: Constraints on the pre-Alpine evolution of the westernmost internal Hellenides. *Int. J. Earth Sci.*, 96(4), pp. 639–661.
- BACON, C. R., & DRUITT, T. H. (1988). Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2), 224-256. doi:10.1007/BF00402114
- BARBARIN, B. (1990). Granitoids: Main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.*(25), 227-238. doi: <https://doi.org/10.1002/gj.3350250306>
- BATCHELOR, R. A., & BOWDEN, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4), pp. 43-55. doi:[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- BEARD, J. S. (2008). Crystal–Melt Separation and the Development of Isotopic Heterogeneities in Hybrid Magmas. *Journal of Petrology*, 49(5), 1027-1041. doi:10.1093/PETROLOGY/EGN015
- BOYNTON, W. V. (1984). Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In P. Henderson (Ed.), *Developments in Geochemistry* (Vol. 2, pp. 63-114). Elsevier. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- BUMA, G., FREY, H. F., & WONES, D. R. (1971). New England granites: Trace elements evidences regarding their origin and differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, pp. 300-320.
- CHAPPEL, B. W., & WHITE, A. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- CHAPPELL, B. W., BRYANT, C. J., & WYBORN, D. (2012). Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153, 142-153. doi:10.1016/j.lithos.2012.07.008

CONDIE, K. C. (1978). Geochemistry of Proterozoic granitic plutons from New Mexico, U.S.A. *Chemical Geology, Volume 21*(Issues 1–2), pp. Pages 131-149. doi:[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(78\)90010-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(78)90010-4)

CULLERS, R. L., & GRAF, J. L. (1984). Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Intermediate and Silicic Rocks - Ore Petrogenesis. In H. P., *Rare Earth Elements Geochemistry* (Vol. 2, p. 289). Elsevier.

DOSTAL, J. (1975). Geochemistry and petrology of the Loon Lake pluton, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*(12), 1331-1345.

EBERZ, G. W., NICHOLLS, I. A., MAAS, R., McCULLOCH, M. T., & WHITFORD, D. J. (1990). The Nd- and Sr-isotopic composition of I-type microgranitoid enclaves and their host rocks from the Swifts Creek Pluton, southeast Australia. *Chemical Geology, 85*(1-2), 119-134. doi:10.1016/0009-2541(90)90126-R

EWART, A., & GRIFFIN, W. L. (1994, 11 1). Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology, 117*(1-4), 251-284. doi:2020-04-07

FOLEY, N. K., JASKULA, B. W., KIMBALL, B. E., & SCHULTE, R. F. (2017). Gallium, chap. H of Schulz, K.J., DeYoung, J.H., Seal II, R.R. and Bradley, D.C. *Critical mineral resources of the United States—Economic and environmental geology and prospects for future supply: U.S. Geological Survey Professional , Paper 1802*, H1-H35. doi:10.3133/pp1802H

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 Mineralogis*(38), pp. 1065-1073. doi:<http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>

HANSON, G. N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Letters, 38*, pp. 26-43.

HARRIS, N. W., PEARCE, J. A., & TINDLE, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In M. P. COWARD, & A. C. REIS (Eds.), *Collision Tectonics* (Vol. 19, pp. 67-81). Geological Society Special Publication.

HENDERSON, P. (1984). *Rare Earth Element Geochemistry* (Vol. 2). (H. P., Ed.) Elsevier.

I.U.G.S. (1973). Subcommission on the systematic of igneous. *N. Jb. Min. Mh.*(1973), 149-163.

IRVINE, T. M., & BARAGAR, W. R. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canad J Earth Sci*(8), 523-548.

KRAUSKOPF, K. B. (1979). Introduction to Geochemistry. (p. 617). Tokyo: McGraw-Hill Kogakusha.

MACIA, C. A. (1980). Petrographisch-geochemische Untersuchung granitischer Gesteine im Nordschwarzwald. *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart.*, 75, pp. 1-69.

MAGGANAS, A., KATERINOPOULOS, A., GERDES, A., & KYRIAKOPOULOS, K. (2004). Sr-Nd isotopic study of Hercynian granitoids from the Pelagonian isopic zone, Greece. *10th International Congress of the Geological Society of Greece*, (pp. 476-477). Thessaloniki.

MANIAR, P. D., & PICCOLI, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, 101(5), pp. 635-643. doi:[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2)

MARCO, W., BARNES, C., YOSHINOBU, A., FROST, C., & NORDGULEN, Ø. (2014). Geology, geochemistry and emplacement conditions of the vega intrusive complex: An example of large-scale crustal anatexis in North-Central Norway. *Geological Society Special Publication*, 390, 603-631. doi:10.1144/SP390.2

MOST, T., FRISCH, W., DUNKL, I., KADOSA, B., BOEV, B., AVGERINAS, A., & KILIAS, A. (2001). Geochronological and structural investigations of the Northern Pelagonian crystalline zone. Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating.

NASH, W. P., & CRECRAFT, H. R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. et Cosmochim.*, 49, pp. 2309-2322.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. B., & TINDLE, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, Volume 25(Issue 4), 956–983. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>

PECCERILLO, A., & TAYLOR, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib Mineral Petrol*(58), 63-81.

PITCHER, W. S. (1983). Granite type and tectonic environment. In K. Hsu, *Mountain Building Processes* (pp. 19-40). London & New York: Academic Press.

PITCHER, W. S. (1993). *The Nature and Origin of Granite*. Glasgow and London Blackie Academic and Professional.

REISCHMANN, T., KOSTOPOULOS, D., LOOS, S., ANDERS, B., AVGERINAS, A., & SKLAVOUNOS, A. (2001). Late palaeozoic magnetism in the basement rocks Southwest of MT. Olympos, Central Pelagonian zone, Greece : remnants of a permo-carboniferous magnatic arc. *Bull Geol Soc Greece*, 34(3), pp. 985–993.

ROGER, J. W., & ADAMS, J. S. (1969). Thorium (B-O), Uranium(B-O). In WEDEPOHL et al., *Handbook of Geochemistry (II)*. Berlin: Springer-verlag.

ROLLINSON, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London: Longman.

RYBACH, L., & LABHART, T. P. (1973). Regelmässigkeiten der Radioaktivitätsverteilung Gesteinskörpern (Beispiele aus den Schweizer Alpen). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 53, pp. 379-384.

RYBACH, L., HAFNER, S., & WEIBEL, M. (1962). Die Verteilung von U, Th, K und Ca im Rotondogranit. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 42, pp. 302-307.

STRECKEISEN, A. L., & LeMAITRE, R. W. (1979). Chemical approximation to modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neus Jahrbuch fur Mineralogie*(136), 169-206.

TAYLOR, S. R. (1965). The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, 6, pp. 133-213.

WARD, C. D., McARTHUR, J. M., & WALSH, J. N. (1992, January 08). Rare Earth Element Behaviour During Evolution and Alteration of the Dartmoor Granite, SW England. *Journal of Petrology*, 33. doi:10.1093/petrology/33.4.785.

WINTER, J. D. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.

YARWOOD, G. A., & M., A. (1976). Field relations and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian Zone of the

Hellenides (High Pieira, Greece). *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XVIII (2), 259–264.

ZLATKIN, O., AVIGAD, D., & GERDES, A. (2017). The Pelagonian terrane of Greece in the peri-Gondwanan mosaic of the Eastern Mediterranean: Implications for the geological evolution of Avalonia. *Precambrian Research* 290, (pp. 163-183).

Γεωλογία της Ελλάδας. (n.d.). Retrieved from Orykta.gr: <https://www.orykta.gr/geologia-oryktologia/geologia-elladas>

ΓΡΗΓΟΡΙΑΔΟΥ Α., Κ. Α. (2003). Ορυκτολογία του πλουτωνίτη της Καστορίας. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας.

ΔΡΑΚΟΥΛΗΣ, Α. (2019). Πετρολογική και γεωχημική μελέτη του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. (p. 294). Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.

Ι.Γ.Μ.Ε. (1990). *Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, φύλλο Καστοριά*.

ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α., & ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Κ. (1989). Πετρογραφική και πετροχημική μελέτη των πλουτώνιων πετρωμάτων του όρους Baba (Γιουγκοσλαβία). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 23/2, pp. 561-576.

ΚΙΛΙΑΣ, Α., & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1988). Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής: τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, XXIII/1, pp. 29-46.

ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ, Α. (1991). *Ορυκτολογία, Πετρολογία και Γεωχημεία του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία)*. Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ, Α., ΣΟΛΔΑΤΟΣ, Τ., ΧΡΙΣΤΟΦΙΔΗΣ, Γ., & ΓΕΡΟΥΚΗ, Φ. (2000). Συγκριτική γεωχημική μελέτη πλουτωνίτων της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης. *1ο Συνέδριο της επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας*, (pp. 243-260). Κοζάνη.

ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. Μ. (1983). *Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων*. Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. Μ. (2010). *Γεωλογία και Γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδος*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.

ΣΟΛΔΑΤΟΣ, Τ. (1985). *Πετρολογία και Γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη)*. Θεσσαλονίκη: Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.