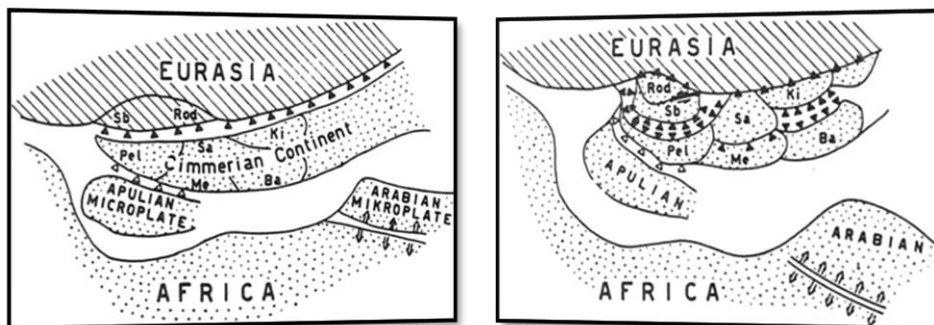




ΔΗΜΗΤΡΑ ΠΕΡΠΕΡΗ

ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΕΡΚΥΝΙΑΣ
ΗΛΙΚΙΑΣ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ
ΡΟΔΟΠΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2021





ΔΗΜΗΤΡΑ Α. ΠΕΡΠΕΡΗ

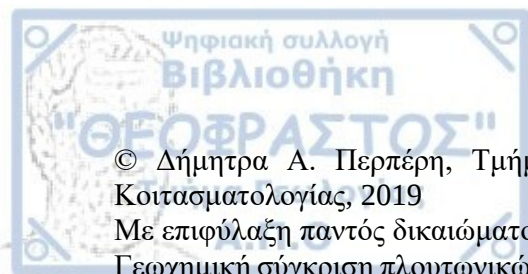
ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΕΡΚΥΝΙΑΣ ΗΛΙΚΙΑΣ
ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας

Επιβλέπων Καθηγητής

Αντώνιος Κορωναίος, Καθηγητής

© Δήμητρα Α. Περπέρη, 2021
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.



© Δήμητρα Α. Περπέρη, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας, 2019

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Γεωχημική σύγκριση πλουτωνικών πετρωμάτων Ερκύνιας ηλικίας της Πελαγονικής Ζώνης και της Μάζας της Ροδόπης – *Διπλωματική Εργασία*

© Dimitra A. Perperi, School of Geology, Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, 2019

All rights reserved.

Geochemical comparative study of Pelagonian zone and Rhodope massif Hercynian plutonic rocks – *Bachelor Thesis*

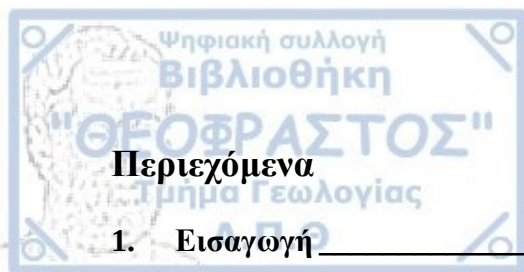
Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται 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: Μουντράκης (2010)

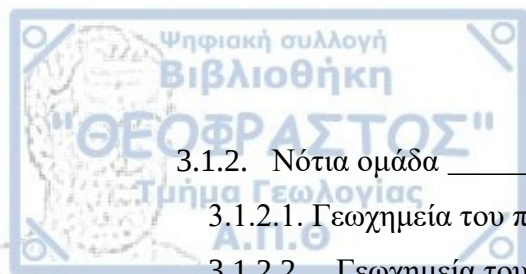


*Η παρούσα πτυχιακή εργασία είναι
αφιερωμένη στην οικογένειά μου,
στους καθηγητές μου και στις φίλες μου,
που πίστεψαν σε μένα και
με βοήθησαν να τα φέρω εις πέρας.*



Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή	9
2. Γεωλογία	10
2.1. Πελαγονική ζώνη	10
2.1.1. Γεωτεκτονική και Παλαιογεωγραφική θέση	10
2.1.2. Λιθοστρωματογραφική εξέλιξη	12
2.1.2.1. Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και οι πλουτωνικοί όγκοι.	12
2.1.2.2. Οι Περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες	13
2.1.2.3. Τα ανθρακικά καλύμματα Τριαδικού – Ιουρασικού	14
2.1.2.4. Οι οφειόλιθοι και τα συνοδά ιζήματα	14
2.1.2.5. Τα επικλυσιογενή ιζήματα Μέσου – Άνω Κρητιδικού	14
2.1.3. Τεκτονική	15
2.1.4. Μεταμόρφωση	15
2.2. Μάζα της Ροδόπης	17
2.2.1. Γεωτεκτονική Θέση	17
2.2.2. Λιθοστρωματογραφία	18
2.2.3. Μαγματισμός και μεταλλοφορίες	21
2.2.4. Τεκτονική	23
2.2.5. Συνθήκες Μεταμόρφωσης	24
2.3. Βουλγαρία	25
2.3.1. Η μάζα της Ροδόπης στη Βουλγαρία	25
2.3.2. Sakar – Strandja Zone	27
2.3.3. Τα γρανιτοειδή του Λιθανθρακοφόρου – Πέρμιου	29
3. Γεωχημεία	31
3.1. Γεωχημεία πλουτωνικών πετρωμάτων Πελαγονικής	31
3.1.1. Βόρεια ομάδα	32
3.1.1.1. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Άρδασσας»	32
3.1.1.2. Γεωχημεία του πλουτωνίτη του «Baba»	33
3.1.1.3. Γεωχημεία του πλουτωνίτη του «Βαρνούντα»	35
3.1.1.4. Γεωχημεία του πλουτωνίτη του «Βόρα»	37
3.1.1.5. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Καστοριάς»	39



3.1.2. Νότια ομάδα	40
3.1.2.1. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Καστανιάς»	40
3.1.2.2. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Βερδικούσας»	45
3.1.2.3. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Δεσκάτης»	47
3.1.2.4. Γεωχημεία του πλουτωνίτη των «Πιέριων»	48
3.2. Γεωχημεία πλουτωνικών πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης και της μάζας Strandja	50
3.2.1. Γεωχημεία του πλουτωνίτη του «Άρδα» και του «Startsevo»	51
3.2.2. Γεωχημεία του πλουτωνίτη των «Πατερμά – Αδα, Δρανιά – Σμιγάδα – Κύμη και Μέγα Δέρειο – Σιδηρώ»	55
3.2.3. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Ξάνθης – Δράμας»	59
3.2.4. Γεωχημεία του πλουτωνίτη των «Banite – Calabovo»	61
3.2.5. Γεωχημεία των πλουτωνιτών «Byala Reka» και «Kesebir»	64
3.2.6. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Κεντρικής Strandja»	67
3.2.7. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Sakar – Strandja»	69
4. Γεωχημική σύγκριση	72
4.1. Γενικά	72
4.2. Κύρια Στοιχεία	72
4.3. Ιχνοστοιχεία – Σπάνιες γαίες	81
4.4. Πολυστοιχειακά διαγράμματα	112
4.4.1. Πολυστοιχειακά διαγράμματα κανονικοποιημένα με πρωταρχικό μανδύα	112
4.4.2. Πολυστοιχειακά διαγράμματα σπανίων γαιών	115
4.5. Διαγράμματα ταξινόμησης και πετροτεκτονικά	119
5. Αποτελέσματα – Συζήτηση	122
6. Συμπεράσματα	127
7. Περίληψη	129
8. Abstract	130
9. Βιβλιογραφία	131



1. Εισαγωγή

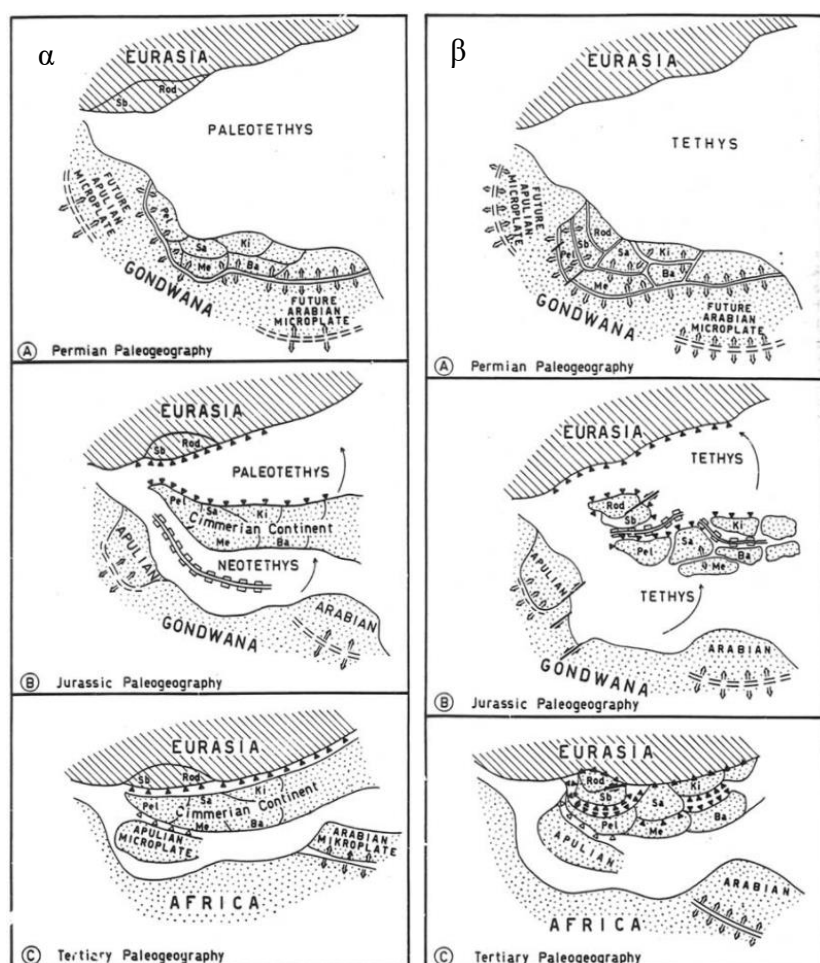
Κατά το Λιθανθρακοφόρο – Πέρμιο στις περιοχές της Πελαγονικής ζώνης και της μάζας της Ροδόπης, διείσδυσαν, στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο, πλουτωνικά πετρώματα ενδιάμεσης – όξινης σύστασης. Τα συγκεκριμένα πετρώματα της Πελαγονικής, συνοδεύονται από βασικότερα, ενώ στη Ροδόπη δεν υπάρχει κάποια καταγραφή τέτοιων πετρωμάτων.

Στην παρούσα εργασία, θα πραγματοποιηθεί η γεωχημική τους σύγκριση, η οποία είναι σημαντική, καθώς θα βοηθήσει στη διαμόρφωση ενός γεωτεκτονικού μοντέλου. Πιο συγκεκριμένα, όσο αφορά τις παραπάνω γεωτεκτονικές ζώνες, υπάρχουν τα εξής μοντέλα:

- Σύμφωνα με το πρώτο μοντέλο, η Πελαγονική ζώνη και η μάζα της Ροδόπης, αποτελούσαν τμήμα των «Κιμμερικών Νησιών», που αποσπάστηκαν από τη Γκοντβάνα και κινήθηκαν προς το Ευρασιατικό ηπειρωτικό περιθώριο. Ανάμεσα στα «νησιά» υπήρχαν ταφρογενείς ζώνες.
- Το δεύτερο μοντέλο υποστηρίζει, ότι η Πελαγονική άνηκε στην Κιμμερική ήπειρο, η οποία ήταν μέρος της Γκοντβάνα και κινήθηκε προς την Ευρασία. Σε αυτή την εκδοχή, η Ροδόπη ήταν στο ηπειρωτικό περιθώριο της Ευρασίας με το οποίο συγκρούστηκε η

Κιμμερική πλάκα.

Για τη σύγκριση χρησιμοποιήθηκαν δημοσιευμένες και αδημοσίευτες γεωχημικές αναλύσεις των πλουτωνικών πετρωμάτων, με στόχο την εύρεση ομοιοτήτων ή διαφορών.



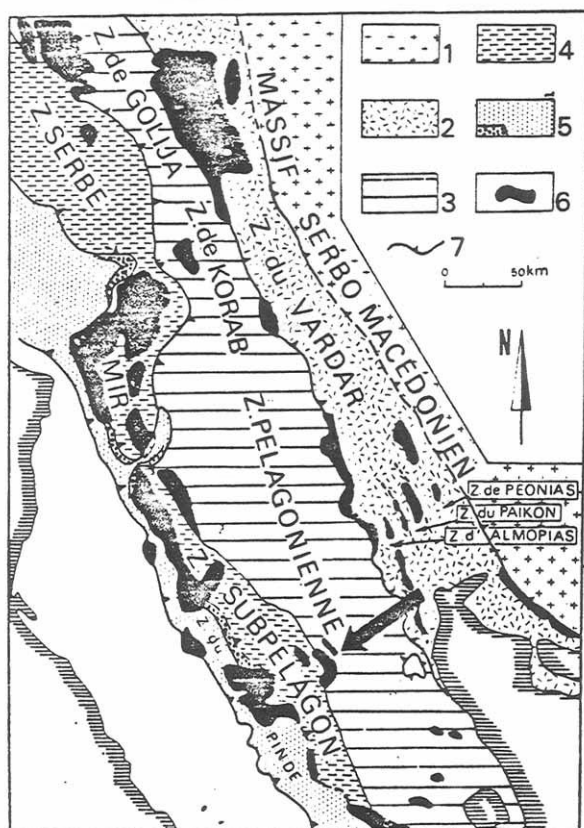
Σχήμα 1 1 (α – β) Σκαριφήματα που απεικονίζουν την εξέλιξη του συστήματος Παλαιοτηθύος – Νεοτηθύος με ενιαία την Κιμμερική Ήπειρο (Μουντράκης 1994 από Μουντράκης 2010)

2. Γεωλογία

2.1. Πελαγονική ζώνη

2.1.1. Γεωτεκτονική και Παλαιογεωγραφική θέση

Η Πελαγονική ζώνη αντιπροσωπεύει τη πιο δυτική ζώνη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Σύμφωνα με τον Μουντράκης (2010), εκτείνεται από τη Βόρεια Μακεδονία προς τη Βόρεια και Κεντρική Ελλάδα, όπου κάμπτεται στην Εύβοια και συνεχίζει προς τις Σποράδες (περιλαμβάνει τη Σκιάθο, τη Σκόπελο και τη Σκύρο). Προς τα βόρεια εκτείνεται μέχρι τη Σερβία και είναι γνωστή ως Drina – Ivanjica zone (Principi et al. 2008). Προέκταση της στην Τουρκία θεωρείται η Sakarya Zone, αφού τα πετρώματά τους παρουσιάζουν ομοιότητες.



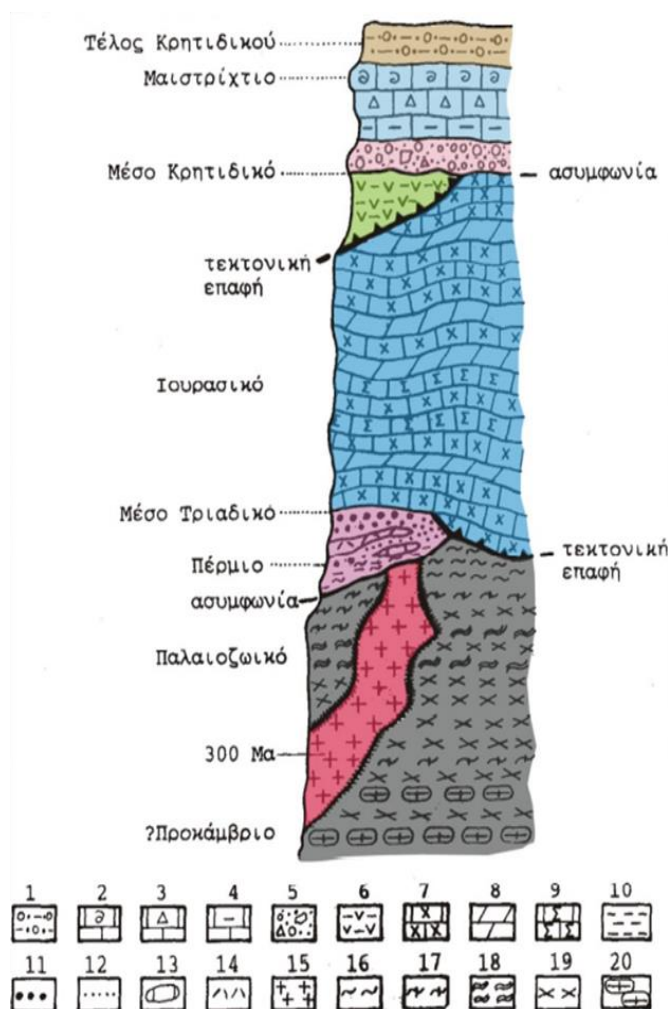
Σχήμα 2.1.1 1 Γεωτεκτονικό σκαρίφημα του Βορειοελλαδικού χώρου με προέκταση προς τις Διναρίδες, στο οποίο δείχνονται οι δύο οφειολιθικές λωρίδες IRO σε θέση ζώνης Αξιού και ERO σε θέσης Υποπελαγονικής – Πίνδου.

1: Σερβομακεδονική μάζα, 2: ζώνη Αξιού, 3: Πελαγονική ζώνη, 4: Υποπελαγονική ζώνη, 5: ζώνη Πίνδου, 6: οφειόλιθοι, 7: μεγάλες επωθήσεις. Το βέλος παριστά την επωθητική κίνηση των οφειολίθων από τη ζώνη Αξιού προς την Υποπελαγονική σύμφωνα με την άποψη ορισμένων ερευνητών γεωεπιστημόνων (Κατά Vergely 1976).

Ανήκει στην Κιμμερική ήπειρο, η οποία αποσπάστηκε από τη Gondwana και κινήθηκε προς την Ευρασία, με την οποία συγκρούστηκε στο Άνω Ιουρασικό.

Η Πελαγονική ζώνη βρίσκεται ανάμεσα στη ζώνη Αξιού και στην Υποπελαγονική. Αυτές οι ζώνες λειτούργησαν, από το Τριαδικό μέχρι το Ιουρασικό, σαν ωκεανοί και αντιπροσωπεύουν τις δυο οφειολιθικές συρραφές των Ελληνίδων, IRO και ERO. Στη λωρίδα IRO ανήκουν οι οφειόλιθοι της Αλμωπίας και της Παιονίας, ενώ στην ERO οι οφειολιθικές μάζες Βούρινου, Όθρυος και Βόρειας Πίνδου. Για τις παραπάνω λωρίδες έχουν αναπτυχθεί πολλές θεωρίες, σχετικά με την προέλευση και την τοποθέτησή τους στα περιθώρια της Πελαγονικής, που θα αναλυθούν παρακάτω.

Η στήλη του σχήματος 2.1.1.2, παρουσιάζει τη λιθοστρωματογραφική και τεκτονική διάρθρωση της Πελαγονικής, η οποία αποτελείται από ένα κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο Παλαιοζωικής ή Προ – παλαιοζωικής ηλικίας, μέσα στο οποίο έχουν διεισδύσει γρανιτικοί πλουτωνικοί όγκοι, ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα, Λιθανθρακοφόρου – Πέρμιου και Α – τύπου, Τριαδικού (Yarwood & Aftalion 1976, Μουντράκης 1986, Poli et al. 2009, Koroneos et al. 2013 από Kiliass et al. 2016). Πάνω στο υπόβαθρο έχει τοποθετηθεί ένα ιζηματογενές κάλυμμα Μεσοζωικής ηλικίας, με ανθρακικά, νηριτικά πετρώματα. Ανάμεσα στο υπόβαθρο και το κάλυμμα, παρεμβάλλεται μια μεταμορφωμένη ηφαιστειο – ιζηματογενής σειρά, διττού (bimodal) μαγματισμού που συνδέεται με την ηπειρωτική διάρρηξη της Gondwana, κατά το Περμο – Τριαδικό. Πάνω στο κάλυμμα, έχουν τοποθετηθεί οι οφειόλιθοι και τα συνοδά τους ιζήματα. Ασύμφωνα σε αυτά, βρίσκονται τα επικλυσιογενή ιζήματα του Άνω Κρητιδικού.



Σχήμα 2.1.1 2 Συνοπτική λιθοστρωματογραφική – τεκτονική στήλη της Πελαγονικής ζώνης. (1 – 5): Επικλυσιογενή ιζήματα Μέσου – Άνω Κρητιδικού. 1: Φλύσχης Άνω Μαιστρίχτιου – Κάτω Παλαιοκαίνου, 2: Ασβεστόλιθος Μαιστρίχτιου, 3: Μικρο – λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι, 4: Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, 5: Κροκαλο – λατυποπαγή βάσης, 6: Οφειόλιθοι και συνοδά πελαγικά ιζήματα, (7 – 9): Πετρώματα των δύο ανθρακικών καλυμμάτων Τριαδικού – Ιουρασικού, 7: Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και μάρμαρα, 8: Δολομίτες, 9: Σιπολίτες, (10 – 14): Πετρώματα μετακλαστικής Σειράς Περμίου – Κάτω Τριαδικού, 10: Μετα – πελίτες, φυλλίτες, 11: Χαλαζιακά μετα – κροκαλοπαγή, 12: Μετα – ψαμμίτες, μετα – αρκόζες, 13: Φακοί Ασβεστόλιθων, 14: Μετα – ρυόλιθοι, μετα – τόφοι, 15: Γνευσισμένοι γρανίτες Άνω Λιθανθρακοφόρου, (16 – 20): Πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου Παλαιοζωικής ή και προ – Κάμβριας ηλικίας, 16: Σχιστόλιθοι (χλωριτικοί, μαρμαρυγικοί, αμφιβολιτικοί, επιδοιτικοί), 17: Διμαρμαρυγικοί – γρανατούχοι σχιστόλιθοι, 18: Αμφιβολίτες, 19: Γνεύσιοι, 20: Οφθαλμογενέσιοι (Μουντράκης 2010).

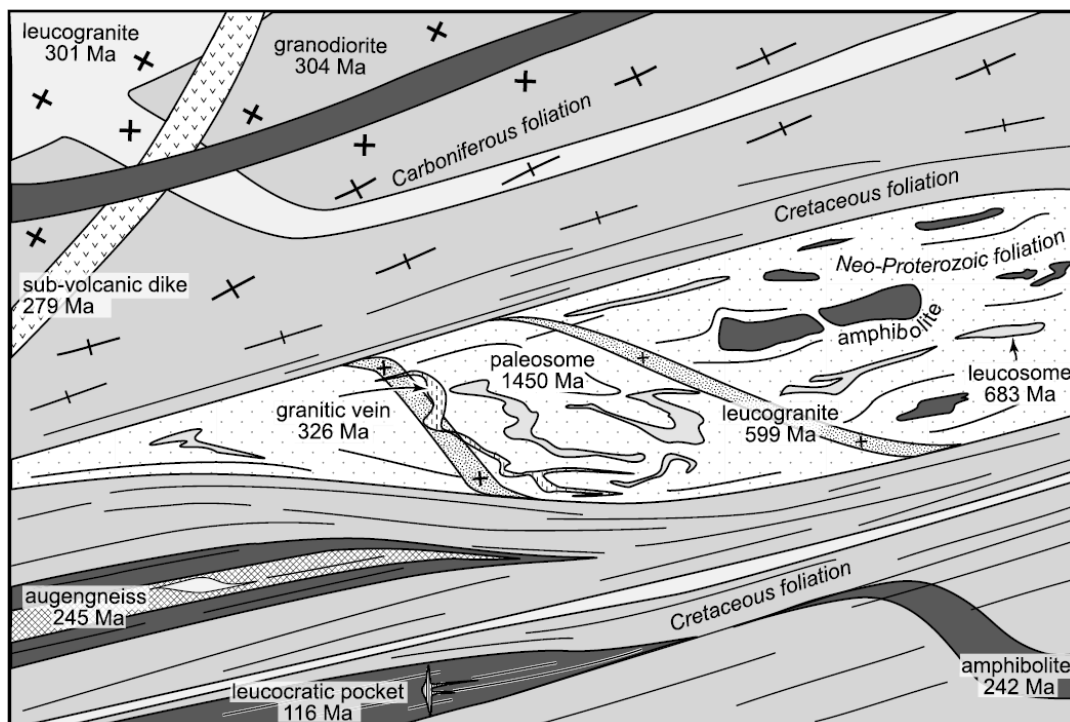
2.1.2. Λιθοστρωματογραφική εξέλιξη

2.1.2.1. Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και οι πλουτωνικοί όγκοι.

Όπως προαναφέρθηκε, τα πετρώματα του υποβάθρου έχουν ηλικία Προ – παλαιοζωική ή Παλαιοζωική και χωρίζονται σε ενότητες. Από τους ανώτερους ορίζοντες προς τους κατώτερους, τα πετρώματα είναι τα εξής:

- Αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι σε εναλλαγές με επιδοτιτικούς σχιστόλιθους και μαρμαρυγικούς σχιστόλιθους. Σε αυτή την ενότητα παρεμβάλλονται απλιτογενέσιοι.
- Γραντούχοι – διμαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι
- Αμφιβολιτικοί – βιοτιτικοί σχιστόλιθοι και αμφιβολίτες
- Ταινιωτοί μοσχοβιτικοί γενέσιοι, που προέρχονται από ιζήματα
- Μιγματιτικοί γενέσιοι
- Οφθαλμοειδείς βιοτιτικοί γενέσιοι, που προέρχονται από γρανιτικά πετρώματα (Μουντράκης 2010).

Μέσα στο υπόβαθρο παρεμβάλλονται μεγάλοι πλουτωνικοί όγκοι. Σύμφωνα με τους Schenker et al. (2014), υπάρχουν τέσσερις ομάδες πετρωμάτων, από τέσσερα διαφορετικά μαγματικά επεισόδια.



Σχήμα 2.1.2.1 1 Σχηματική τομή που δείχνει τις σχέσεις των πλουτωνικών πετρωμάτων που διείσδυσαν στο υπόβαθρο της Πελαγονικής, με τις ηλικίες τους. Όχι σε κλίμακα. (Schenker et al. 2014).

Η πρώτη ομάδα αφορά γρανιτικής σύστασης πετρώματα, Μεσοπροτεροζωικής ηλικίας (περίπου 1430 Ma). Κληρονομημένα ζirkόνια των παραπάνω πετρωμάτων, εντοπίστηκαν, μερικώς τηγμένα, στη δεύτερη ομάδα, η οποία αποτελείται από ορθογενείς Νεοπροτεροζωικής ηλικίας (περίπου 685 Ma), στους οποίους διείσδυσε μεταγενέστερα ένας λευκογρανίτης (περίπου 600 Ma). Σε αυτή την ομάδα αναφέρονται και οι Anders et al. (2005), οι οποίοι την εντόπισαν στο ΒΔ τμήμα της ζώνης, στην περιοχή της Φλώρινας. Οι χρονολογήσεις που έκαναν σε ζirkόνια έδωσαν ηλικίες από 699 ± 7 Ma έως 713 ± 18 Ma. Θεωρούν ότι είναι παλιά γρανιτικά πετρώματα που δημιουργήθηκαν σε ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο και επισημαίνουν την παρουσία κληρονομημένων ζirkόνιων, που πιστεύουν ότι υποδεικνύουν προέλευση από το βόρειο ηπειρωτικό περιθώριο της Gondwana, ή τουλάχιστον κοντά σε αυτό.

Στην τρίτη ομάδα, ανήκουν οι ορθογενείς με ηλικία κρυστάλλωσης Λιθανθρακοφόρου (315 – 301 Ma). Σε αυτούς έχουν διεισδύσει φλεβικά πετρώματα Κάτω Πέρμιου (280 Ma). Οι ορθογενείς προήλθαν από γρανίτες και μονζονίτες, ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα, που διείσδυσαν στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα του υποβάθρου και προκάλεσαν φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής. Έχουν υποστεί μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης, η οποία έλαβε χώρα στο Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό. Ακόμα, σε πολλές περιοχές εμφανίζονται έντονα μυλονιτωμένοι. Αυτό, πιθανόν να οφείλεται στην υποβύθιση του ωκεανού στα δυτικά της ζώνης και στην τοποθέτηση των οφειολίθων στο ηπειρωτικό περιθώριο ή και στις τεκτονικές διεργασίες του Τριτογενούς (Μουντράκης 2010).

Η τέταρτη ομάδα είναι ανατηκτικά πετρώματα, που δημιουργήθηκαν από περιοχική μεταμόρφωση στο Κάτω Κρητιδικό (117 ± 8 Ma), κατά τη σύγκρουση της Πελαγονικής με το Ευρασιατικό περιθώριο.

Επιπλέον, σύμφωνα με τους Kilias et al. (2016), στο υπόβαθρο έχουν διεισδύσει και γρανίτες Α – τύπου, Τριαδικής ηλικίας.

2.1.2.2. Οι Περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες

Πάνω στο υπόβαθρο έγινε η απόθεση μιας μετα – κλαστικής ιζηματογενούς σειράς, μέσα στην οποία υπάρχουν υλικά ηφαιστειακής προέλευσης. Τα τελευταία υλικά έχουν όξινη και βασική σύσταση. Λόγω της ύπαρξης ηφαιστειακών και ιζηματογενών πετρωμάτων, μαζί, τα οποία έχουν υποστεί μεταμόρφωση, η σειρά ονομάζεται και μετα – ηφαιστειοϊζηματογενής.

Έχει πάχος περίπου 200 m και είναι ηλικίας Περμίου έως Κάτω Τριαδικού. Αντιπροσωπεύει την ιζηματογένεση της ηπειρωτικής κατωφέρειας, κατά τη διάρκεια της ηπειρωτικής διάρρηξης, στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής, όπου κι εμφανίζεται.

2.1.2.3. Τα ανθρακικά καλύμματα Τριαδικού – Ιουρασικού

Τη μετα – ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά ακολούθησε η απόθεση ανθρακικών υλικών στα δυο περιθώρια της Πελαγονικής. Τα πετρώματα που αποτέθηκαν είναι γνωστά ως το «Μεσοζωικό ανθρακικό κάλυμμα της Πελαγονικής». Πρόκειται για νηριτικά υλικά, με πάχος περίπου 600 – 800 m και ηλικία Μέσου Τριαδικού – Άνω Ιουρασικού.

2.1.2.4. Οι οφειόλιθοι και τα συνοδά ιζήματα

Πάνω στο ανθρακικό κάλυμμα, παρατηρούνται δύο οφειολιθικές λωρίδες, οι οποίες έχουν παράταξη ΒΒΔ – ΝΝΑ και απαντώνται εκατέρωθεν της Πελαγονικής ζώνης. Προήλθαν από τους ωκεανούς που υπήρχαν στις ζώνες Αξιού και Υποπελαγονικής – Πίνδου και τοποθετήθηκαν στην Πελαγονική κατά το διάστημα από το Άνω Ιουρασικό μέχρι και το Κάτω Κρητιδικό.

Μαζί με την επώθηση των οφειόλιθων στα περιθώρια της ζώνης, δημιουργήθηκαν τεκτονικά οφειολιθικά μίγματα (melanges). Αυτά αποτελούνται από μια ανάμειξη οφειόλιθων – συνοδών ιζημάτων βαθιάς θάλασσας και από τεμάχια διάφορων μεγεθών. Τα τεμάχια αποσπάστηκαν από τα πετρώματα του ανθρακικού καλύμματος ή του υποβάθρου ή των μετα – ηφαιστειοϊζηματογενών σειρών (εξαρτάται από την περιοχή στην οποία επωθήθηκαν τα οφειολιθικά καλύμματα) και σφηνώθηκαν στο πέλμα των οφειόλιθων (Μουντράκης 2010).

2.1.2.5. Τα επικλυσιογενή ιζήματα Μέσου – Άνω Κρητιδικού

Στο Άνω Ιουρασικό με Κάτω Κρητιδικό άρχισε η Αλπική ορογένεση στο χώρο της Πελαγονικής, η οποία είχε σαν αποτέλεσμα τη χέρσυσή της ζώνης. Ακολούθησε, στο Μέσο – Άνω Κρητιδικό, η επίκλυση της θάλασσας, κατά την οποία αποτέθηκαν, ασύμφωνα, ιζήματα πάνω στους οφειόλιθους και στα ανθρακικά καλύμματα. Πιο ειδικά, η επίκλυση ξεκίνησε στο

Κενομάνιο – Τουρώνιο στις περισσότερες περιοχές, ενώ σε κάποιες άλλες άργησε και άρχισε στο Σαντώνιο ή και στο Μαιστρίχτιο.

2.1.3. Τεκτονική

Σύμφωνα με τον Μουντράκης (2010), η Πελαγονική αποτελεί ένα ηπειρωτικό τέμαχος της Κιμμερικής πλάκας, το οποίο αποσπάστηκε από τη Γκοντβάνα και συγκολλήθηκε με την Ευρασία, μετά το κλείσιμο του ωκεανού που υπήρχε μεταξύ τους. Θεωρείται ένα πολυπαραμορφωμένο ηπειρωτικό τέμαχος, του οποίου οι παραμορφώσεις έχουν ομαδοποιηθεί από τους Μουντράκης 1977, 1982, 1983, 1984, Κίλιας 1980, 1985, Kiliias & Mountrakis 1989, Doutsos 1984, Vergely 1984 (από Μουντράκης 2010) και χωρίζονται στις παρακάτω τεκτονικές φάσεις:

1^η Παραμορφωτική φάση Ερκύνιας ηλικίας

Πρόκειται για την παραμόρφωση που επηρέασε το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και συνέβη πριν το Άνω Λιθανθρακοφόρο.

2^η Ορογενετική περίοδος Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού

Σε αυτή την περίοδο συνέβη το κλείσιμο των ωκεανών, εκατέρωθεν της Πελαγονικής.

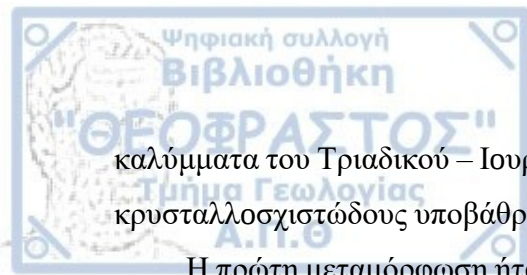
3^η Ορογενετική περίοδος του Τριτογενούς

Στο Καινομάνιο (Άνω Κρητιδικό) λαμβάνει χώρα επίκλυση της θάλασσας, κατά την οποία αποτέθηκαν τα νηριτικά ιζήματα, ανθρακικής σύστασης.

2.1.4. Μεταμόρφωση

Σύμφωνα με τον Μουντράκης (2010), η Πελαγονική ζώνη έχει υποστεί δύο μεταμορφικά γεγονότα. Το πρώτο έγινε πριν το Άνω Λιθανθρακοφόρο και μεταμόρφωσε τα πετρώματα του υποβάθρου. Οι συνθήκες μεταμόρφωσης ήταν πρασινοσχιστολιθικής φάσης μέχρι και άνω αμφιβολιτικής.

Η επόμενη μεταμόρφωση, που επηρέασε τα πετρώματα της Πελαγονικής, ήταν Άνω Ιουρασικής – Κάτω Κρητιδικής ηλικίας. Ο Μουντράκης (2010), αναφέρει ότι ήταν η πρώτη μεταμόρφωση, πρασινοσχιστολιθικής φάσης, που επηρέασε τα γρανιτικά πετρώματα του Λιθανθρακοφόρου, τις Περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες και τα ανθρακικά



καλύμματα του Τριαδικού – Ιουρασικού. Ωστόσο, πρόκειται για τη δεύτερη μεταμόρφωση του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου και ήταν ανάδρομη ως προς την πρώτη.

Η πρώτη μεταμόρφωση ήταν αμφιβολιτικής φάσης, με θερμοκρασία από 500 έως 550°C, και πίεση από 10 έως 11 Kbar. Σε αυτή σχηματίστηκαν γρανάτες με ζώνωση, που συνυπάρχουν με φεγγίτη, νατριούχο κεροστίλβη, επίδοτο και αλβίτη. Χρονολόγηση με μέθοδο Rb – Sr, που έγινε σε φεγγιτικό – βιοτιτικό γνεύσιο από την περιοχή της Όσσας, έδωσε ηλικία Κάτω Κρητιδικού (114-110 Ma) και σχετίζεται με την επώθηση της οφειολίθων της ζώνης Αξιού, πάνω στην Πελαγονική ζώνη (Yarwood & Dixon, 1977 από Mposkos and Perraki, 2001 και Perraki et al. 2003) .

2.2. Μάζα της Ροδόπης

2.2.1. Γεωτεκτονική Θέση

Η μάζα της Ροδόπης, σύμφωνα με τον Μουντράκης (2010) τοποθετείται στη ΒΑ περιοχή της Ελλάδας και συγκεκριμένα περιλαμβάνει τον ορεινό όγκο Ρίλα-Ροδόπης, ο οποίος καταλαμβάνει τη Θράκη, την Ανατολική Μακεδονία και το Νότιο τμήμα της Βουλγαρίας, το νησί της Θάσου, με το δυτικό της όριο να είναι η γραμμή του ποταμού Στρυμόνα.

Ανήκει, όπως και η Πελαγονική, στην εσωτερικότερη ορογενετική λωρίδα του Ελληνικού ορογενούς, την Κιμμερική. Η διαμόρφωση της έγινε πριν το Άνω Ιουρασικό και ήταν αποτέλεσμα της σύγκρουσης της Κιμμερικής πλάκας, ή των επιμέρους Κιμμερικών μικροπλάκων, με την Ευρασία. Στην ίδια λωρίδα ανήκουν η Σερβομακεδονική μάζα, οι ζώνες Περιροδοπική και Αξιού. (Μουντράκης 2002)

Η μάζα αποτελείται από ένα κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και πυριγενή πετρώματα, δικαιολογώντας τον χαρακτηρισμό της σαν ένα ηπειρωτικό τέμαχος, το οποίο προέρχεται είτε από την Ευρασιατική πλάκα είτε ανήκει στα ηπειρωτικά Κιμμερικά τεμάχη που αποκολλήθηκαν από την Gondwana και συνενώθηκαν στην Ευρασία.

Στα ανατολικά και νοτιοανατολικά συνορεύει με την Περιροδοπική ζώνη. Στην αρχή πίστευαν πως η σχέση της μάζας με της ζώνης ήταν επίκλυσης, αφού η τα ιζήματα Περμοτριάδικης με Κάτω Τριαδικής ηλικίας της τελευταίας φαίνεται να δημιουργήθηκαν πάνω σε ένα κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο προ – Πέρμιας ηλικίας, όπως αυτό της Ροδόπης και της Σερβομακεδονικής. Όμως, σε αρκετές περιοχές φαίνεται η επαφή να είναι τεκτονική και πιο ειδικά, στη Χαλκιδική και στη Θράκη, όπου διαφορετικές ενότητες του υποβάθρου είναι σε επαφή με διαφορετικά τμήματα των πετρωμάτων της Περιροδοπικής (Katsikatsos 1992 από Δρακούλης 2019).

Στα δυτικά, συνορεύει με τη Σερβομακεδονική μάζα, με όριο τον ποταμό του Στρυμόνα. Η επαφή των μαζών δεν είναι ορατή καθώς, καλύπτεται από τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα της λεκάνης του Στρυμόνα, πάχους περίπου 2000 μέτρων, που δυσκολεύουν την έρευνα. Για αρκετά χρόνια πίστευαν ότι η επαφή μεταξύ των μαζών ήταν τεκτονική και συγκεκριμένα με ένα σμικρυντικό ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης, που στο άνω τέμαχος ήταν η Σερβομακεδονική και στο κάτω, η Ροδόπη. Ωστόσο, σήμερα είναι γενικά αποδεκτό ότι η επαφή οφείλεται σε εφελκυστική τεκτονική του Τριτογενούς, που έγινε σε ημι-πλαστικές έως θραυσσιγενής συνθήκες. Λόγω της τεκτονικής αυτής, δημιουργήθηκαν πρώτα κανονικές ζώνες

διάτμησης κι έπειτα τα μικρής και μεγάλης γωνίας κλίσης εκτατικά ρήγματα. Τα τελευταία συνέβαλαν στη δημιουργία της λεκάνης του Στρυμόνα, κατά το Μειόκαινο με Πλειόκαινο.

Όπως αναφέρει ο Turpaud (2006), η Ροδόπη στα δυτικά της συνορεύει με τη Σερβομακεδονική μάζα και στα βόρεια με τη Moesian platform. Στα βόρεια, η επαφή είναι μια ζώνη πτυχώσεων και αναστροφών ρηγμάτων. Αυτή τη ζώνη αποτελούν οι Βαλκανίδες και συγκεκριμένα η ζώνη Sredna Gora, που ανήκει στις ενδιάμεσες Βαλκανίδες (Machev, 2015). Η Ροδόπη έρχεται σε επαφή με την Sredna Gora, μέσω ενός δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Maritza (Bonev et al. 2005), το οποίο επηρεάζει πετρώματα γρανιτικής σύστασης του Άνω Ιουρασικού και προκαλεί φαινόμενα συµμεταμόρφωσης Άνω Κρητιδικής ηλικίας. (Velichkova et al. 2004, Rieser et al. 2008 από Δρακούλης 2019).

2.2.2. Λιθοστρωματογραφία

Όπως προαναφέρθηκε, η μάζα της Ροδόπης αποτελείται από ένα κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, με διεισδύσεις πυριγενών πετρωμάτων, από το οποίο απουσιάζουν ιζηματογενή πετρώματα. Το πάχος του υποβάθρου είναι αμφισβητήσιμο, αφού κάποιοι ερευνητές θεωρούν ότι φτάνει τα 20 χιλιόμετρα, ενώ κάποιοι άλλοι ότι είναι μόλις 10 χιλιομέτρων.

Σύμφωνα με την έρευνα του Osswald (1983) (από Μουντράκης 2010), η μάζα είναι Προκάμβριας έως Κάτω Παλαιοζωϊκής ηλικίας και διαιρείται στις 4 παρακάτω σειρές, από την κατώτερη στην ανώτερη:

- a. Σειρά Ε, η οποία αποτελείται από τους γνευσίους της βάσης,
- b. Σειρά F, με μάρμαρα,
- c. Σειρά G, με τους μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους,
- d. Σειρά Η, με τους σχιστόλιθους και τα μάρμαρα.

Οι Παπανικολάου και Παναγόπουλος (1981) (από Μουντράκης 2010), χώρισαν τη μάζα σε δυο τεκτονικές μονάδες:

- a. Την τεκτονικά κατώτερη, ενότητα του Σιδηρόνερου, που αποτελείται από ορθογνευσίους, αμβιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων και μιγματιτών,
- b. Την τεκτονικά ανώτερη, ενότητα του Παγγαίου, που συγκροτείται από τρεις ορίζοντες, από τον κατώτερο προς τον ανώτερο:
 - i. Ορίζοντας ορθογνεύσιων, σχιστολίθων και αμβιβολιτών,
 - ii. Ορίζοντας μαρμάρων, που έχουν μεγάλο πάχος

iii. Ορίζοντας με εναλλαγές σχιστολίθων και μαρμάρων.

Οι ενότητες χωρίζονται από την συμπίεστική τεκτονική γραμμή του Νέστου, παράταξης ΒΒΔ-ΝΝΑ. Η παλαιότερη ενότητα είναι αυτή του Σιδηρόνερου, η οποία εφειπτεύει τη νεότερη ενότητα του Παγγαίου.

Από εκτενείς έρευνες (Mposkos 1998, Mposkos and Krohe 2000, Krohe and Mposkos 2002 από Μουντράκης 2010) η ενότητα του Σιδηρόνερου χωρίστηκε σε τέσσερις υποενότητες, που από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά είναι:

- a. Κύρια «Ενότητα Σιδηρόνερου», που εκτείνεται από την βόρεια Δράμα μέχρι την Ξάνθη και αποτελείται από μιγματίτες, ορθογνευσίους, παραγνευσίους, μεταπελίτες, αμφιβολίτες και εκλογίτες.
- b. «Ενότητα Κάρδαμου», που τοποθετείται βόρεια της Κομοτηνής και τη συγκροτούν πετρώματα όπως παραγνεύσιοι, αλβιτικοί γνεύσιοι, πελιτικοί γνεύσιοι, μιγματιτικοί γνεύσιοι, μεταπελίτες, μεταβασίτες και ενστρώσεις μαρμάρων.
- c. «Ενότητα Κεχριού», που εκτείνεται από το χωριό Κεχρί, της Ανατολικής Ροδόπης, μέχρι τα σύνορα Ελλάδας – Βουλγαρίας και συνίσταται από μεταπελίτες, πελιτικούς γνευσίους, ορθογνευσίους, εκλογίτες, αμφιβολίτες και σώματα που παρεμβάλλονται τεκτονικά, υπερβασικής σύστασης.
- d. «Ενότητα Κίμης», τοποθετείται στην περιοχή της Ορεστιάδας και έχει παρατηρηθεί μια εμφάνιση της Βορειοδυτικά της Κομοτηνής, ανάμεσα από της ενότητες Σιδηρόνερου και Κάρδαμου. Αποτελείται από πετρώματα που έχουν μεταμορφωθεί σε υψηλές συνθήκες, όπως μέτα-ιζήματα και μέτα-πυριγενή. Ακόμα, έχει γρανιτικούς ορθογνευσίους, αμβιβολιτωμένους εκλογίτες και πετρώματα υπερβασικής σύστασης, όπως περιδοτίτες και πυροξενίτες. Ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αυτής της ενότητας είναι η παρουσία εγκλεισμάτων μικροδιαμαντιών μέσα σε γρανάτες, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, που αιτιολογούν τον χαρακτηρισμό των συνθηκών μεταμόρφωσης της ενότητας, ως υψηλό, αφού για να σχηματισθούν χρειάστηκαν θερμοκρασίες περίπου 750°C και πίεση που έφτανε τα 22Kbar. (Schmidt et al. 2010)

Ο Mposkos (1989), πρότεινε έναν παρόμοιο διαχωρισμό της Ροδόπης, με βάση το διαφορετικό βαθμό μεταμόρφωσης, σε δυο τεκτονικές ενότητες:

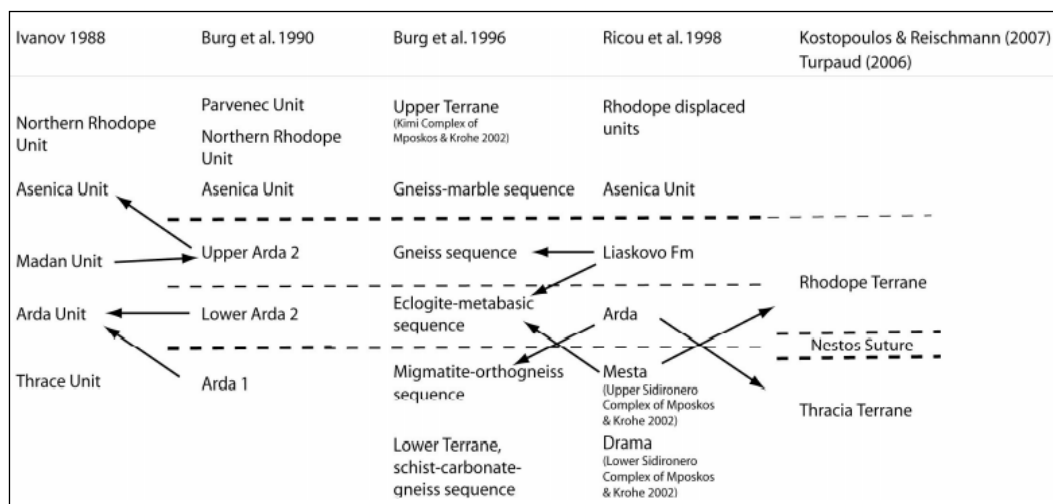
- a. Την κατώτερη, που αποτελείται από ορθογνευσίους, πελιτικούς γνευσίους, υπεραργιλικούς μεταπελίτες, εκλογιτικούς αμφιβολίτες και μεγάλα υπερβασικά σώματα, και

- β. Την ανώτερη, που συνίσταται από μιγματιτικούς πελιτικούς γνευσίους σε εναλλαγές με εκλογιτικούς αμφιβολίτες, μάρμαρα και υπερβασικά πετρώματα. Τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, κόβουν εγκάρσια πηγματιτικές φλέβες.

Οι Turpaud (2006) και Reischmann and Kostopoulos (2007)(από Cornelius 2008), προτείνουν ακόμα ένα διαχωρισμό του κεντρικού τμήματος της Ροδόπης, που σχετίζεται με τους ορθογνευσίους και συμφωνεί με τις ενότητες του Mposkos (1989). Οι terranes που διαχώρισαν, είναι:

- Η Thracia Terrane, ηλικίας Πέρμιο-Λιθανθρακοφόρο,
- Η Rhodope Terrane, ηλικίας Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό, που εφιππεύει την πρώτη.

Παλιότερα, θεωρήθηκε ότι αυτές οι δυο ζώνες αποτελούνται από μεταμορφωμένα πετρώματα ωκεάνιας και ηπειρωτικής προέλευσης, όπως ορθογνεύσιοι, μιγματιτικοί και μεταπελιτικοί ορθογνεύσιοι, αμφιβολίτες (με κάποιους από αυτούς να είναι εκλογιτικοί) και μάρμαρα, στα οποία διεισδύουν ηφαιστειακά και πλουτωνικά πετρώματα. Όμως, πρόσφατες έρευνες αποκάλυψαν ότι πολλά πετρώματα από τους μεταπελίτες, αμφιβολίτες και μάρμαρα ανήκουν στη ζώνη συρραφής, που βρίσκεται ανάμεσα στις δυο terranes (Reischmann and Kostopoulos 2007, Turpaud and Reischmann submitted από Cornelius 2008). Πιο ειδικά, οι αμφιβολίτες προέρχονται από θολειτικούς βασάλτες, είτε από ωκεάνιο, είτε από ηφαιστειακό τόξο (Kolcheva et al. 1986, Liati 1986, Barr et al. 1999 από Cornelius 2008).



Σχήμα 1.2.2 1 Υποδιαιρέσεις της μάζας της Ροδόπης από διάφορους ερευνητές. (Turpaud 2006 από Cornelius 2008).

2.2.3. Μαγματισμός και μεταλλοφορίες

Κατά το Τριτογενές, στην περιοχή της Ροδόπης, η Αφρικανική πλάκα βυθίζονταν κάτω από το Ευρασιατικό ηπειρωτικό τέμαχος. Συγκεκριμένα, στο Παλαιόκαινο μέχρι το Ηώκαινο, κατέρρευσε το πρίσμα επαύξησης, λόγω της μετανάστευσης του ορογενούς προς τα Νοτιοδυτικά και στην περιοχή επικρατούσε εφελκυστικό καθεστώς διεύθυνσης ΒΑ – ΝΔ (Bonev and Beccalotto 2007, Nagel et al. 2011 από Schaarschmidt 2021). Το αποτέλεσμα ήταν η εκταφή πετρωμάτων υψηλής πίεσης και συμπλεγμάτων μεταμορφικών πυρήνων κατά μήκος μεγάλων διατμητικών ζωνών. Στη συνέχεια, ακολούθησαν διεισδύσεις και εκχύσεις πυριγενών πετρωμάτων με ασβεσταλκαλικό και σονσονιτικό χαρακτήρα (Fytikas et al., 1984; Jones et al., 1992 από Schaarschmidt 2021). Ακόμα, η έκταση του φλοιού προκάλεσε το σχηματισμό μικρών, τεκτονικών ημι-τάφρων και λεκανών που πληρώθηκαν από ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα.

Τα ασβεσταλκαλικά τήγματα δημιουργούνται από μερική τήξη, εξαιτίας της προσθήκης ρευστών, της μανδυακής σφήνας στη ζώνη υποβύθισης. Η σύσταση των πρωταρχικών τηγμάτων ποικίλλει, ανάλογα με τη σύσταση της πλάκας, το πάχος της υπερκείμενης πλάκας και τη θερμοκρασία του μανδύα της ασθενόσφαιρας (Leeman 1983, Turner and Langmuir 2015 από Schaarschmidt 2021).

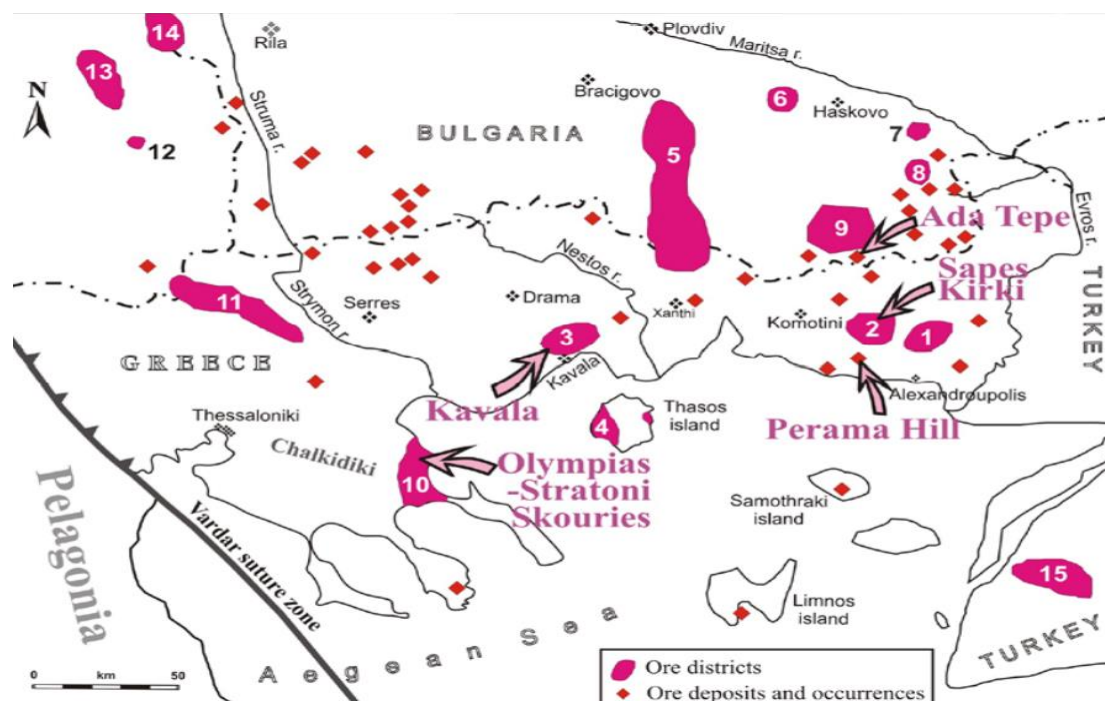
Οι εμφανίσεις των πλουτωνικών όγκων στη μάζα της Ροδόπης έχουν ηλικίες από το Ηώκαινο μέχρι το Μειόκαινο, με τιμές από 50 έως 14 Mya. Κάποιοι από αυτούς του πλουτωνίτες είναι της Ελατιάς, της Μαρώνειας, του Συμβόλου-Καβάλας, του Παγγαίου, της Ξάνθης κ.ά.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα έχουν ίδιες ηλικίες με τα πλουτωνικά και κατανέμονται σε δυο περιοχές της μάζας. Η μια εμφάνιση είναι στα σύνορα Ελλάδας – Βουλγαρίας, βορειανατολικά του πλουτωνίτη της Ελατιάς και είναι τα ηφαιστειακά πετρώματα του Διπόταμου και του Καλότυχου, τα οποία είναι στα ανατολικά του πλουτωνίτη. Η δεύτερη εμφάνιση είναι στην περιοχή του Έβρου και είναι γνωστή ως «Evros Volcanic Rocks: EVR», με τα ηφαιστειακά πετρώματα των Φερρών – Σαπών.

Αξίζει να επισημανθεί, ότι η Ροδόπη φιλοξενεί αρκετούς τύπους χρυσοφόρων κοιτασμάτων και ότι θεωρείται από τις πιο υποσχόμενες περιοχές για μελλοντική εκμετάλλευση χρυσού (Voudouris et al. 2016).



Σχήμα 2.2.3 2 Πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα, Ολιγοκαινικής έως Μειοκαινικής ηλικίας (τροποποιήθηκε από Soldatos et al. 2001, Melfos et al. 2002, Menant et al. 2016 από Voudouris et al. 2016).



Σχήμα 2.2.3 1 Ολιγοκαινικές – Μειοκαινικές περιοχές με κοιτάσματα στο νοτιότερο τμήμα της Βαλκανικής χερσονήσου.

1. Esymi, 2. Kirki-Sapes, 3. Kavala, 4. Thasos, 5. Thermes-Madan-Laki, 6. Spahievo, 7. Lozen, 8. Madjarovo, 9. Zvezdel, 10. Halkidiki, 11. Kilgis (Doirani-Gerakario-Vathi-Pontokerasia), 12. Buchim-Damjan, 13. Kratovo-Zletovo, 14. Osogono-Sasa-Toranica, 15. Balikesir (τροποποιήθηκε από Soldatos et al. 2001, Melfos et al. 2002, Menant et al. 2016 από Voudouris et al. 2016).

2.2.4. Τεκτονική

Όπως προαναφέρθηκε, η Ροδόπη αποτελείται από δυο ενότητες, την Τεκτονικά Κατώτερη Ενότητα του Σιδηρόνερου και την Τεκτονικά Ανώτερη Ενότητα του Παγγαίου. Η επαφή των ενότητων είναι μια τεκτονική γραμμή, γνωστή και ως Nestos Shear Zone, πολλών χιλιομέτρων με κύρια διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ (Μουντράκης 2010).

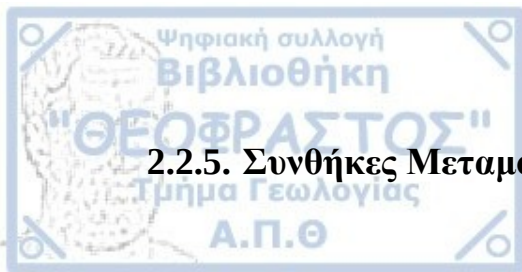
Σύμφωνα με τους Nagel et al. (2011), χαρακτηρίστηκε ως ζώνη συρραφής, όπου η επώθηση γίνεται προς τα ΝΔ. Η ζώνη αποτελείται από πετρώματα υπερ-υψηλής πίεσης που μέσα σε αυτά υπάρχουν μικρο – διαμάντια. Η χρονολόγηση των πετρωμάτων που έγινε στο ορυκτό Μοναζίτη έδωσε ηλικίες περίπου 200Ma, υποδηλώνοντας ότι δεν σχετίζονται με τις τεκτονικές διεργασίες που σχημάτισαν την τεκτονική γραμμή, αλλά ότι προέρχονται από άλλες τεκτονικές ενότητες, οι οποίες εγκλωβίστηκαν στη ζώνη, κατά τη διάρκεια της επώθησης. Το ανώτερο τέμαχος της τεκτονικής γραμμής, κατάρρευσε κατά το Ηώκαινο – Ολιγόκαινο. Αυτό επιβεβαιώνεται από τη μείωση της πίεσης που παρατηρήθηκε στο κάτω τέμαχος, αλλά και από τον τοπικό εφελκυσμό που επικρατούσε στο άνω τέμαχος, ο οποίος δημιούργησε τις λεκάνες.

Τα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης εμφανίζουν μια επίπεδη φύλλωση και μια γράμμωση, που είναι ομοιόμορφα προσανατολισμένες, από ΒΑ – ΝΔ στον Βορρά, σε ΑΒΑ – ΔΝΔ στο Νότο. Αυτά, ανήκουν στη δεύτερη φάση πτυχώσεων της μάζας της Ροδόπης, ηλικίας Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου και είναι αυτά που επικρατούν στα πετρώματα της.

Η πρώτη φάση έγινε στον Παλαιοζωϊκό, ταυτόχρονα με την πρώτη κύρια μεταμόρφωση του υποβάθρου και δημιούργησε ισοκλινείς πτυχές που η κύρια διεύθυνση τους είναι Β – Ν.

Στην τρίτη φάση, της οποίας η ηλικία είναι Ολιγοκαινική, σχηματίστηκαν πτυχές, που επηρέασαν τις προηγούμενες φάσεις. Στη φάση αυτή φαίνεται να ανήκει και η εφίπλευση της Τεκτονικά Κατώτερη Ενότητα του Σιδηρόνερου πάνω στην Τεκτονικά Ανώτερη Ενότητα του Παγγαίου.

Τις συμπιεστικές φάσεις, ακολούθησε ο εφελκυσμός του Τριτογενούς, κατά τον οποίο σχηματίστηκαν μικρής γωνίας κλίσης ρήγματα αποκόλλησης, μαζί με διατμητικές κινήσεις, των οποίων η δράση οδήγησε στη κατάρρευση των συμπιεσμένων μαζών. Σε αυτή την εκτατική τεκτονική ανήκει η τεκτονική γραμμή του Στρυμόνα ή αλλιώς ζώνη αποκόλλησης των Κερδυλλίων, όπου έρχονται σε επαφή η Σερβομακεδονική μάζα, με την Ενότητα του Παγγαίου, της μάζας της Ροδόπης. Η κατεύθυνση της κατάρρευσης είναι ΝΔ και λόγω αυτής δημιουργήθηκε η λεκάνη του Στρυμόνα που πληρώθηκε από ιζήματα (Μουντράκης 2010).



2.2.5. Συνθήκες Μεταμόρφωσης

Σύμφωνα με τον Μουντράκης (2010) η μάζα της Ροδόπης από τον Παλαιοζωικό μέχρι και το Ολιγόκαινο έχει υποστεί τη μεταμόρφωση τεσσάρων φάσεων. Η πρώτη μεταμόρφωση του κρυσταλλοσχιστώδους έγινε στον Παλαιοζωικό και ήταν πιθανόν αμφιβολιτικής φάσης. Αυτή μεταμόρφωσε τα όξινα παλαιοζωικά πετρώματα σε γνευσίους και τα ιζήματα της ίδιας ηλικίας, σε μάρμαρα και σχιστόλιθους. Η δεύτερη έγινε στο Κρητιδικό και ήταν εκλογιτικής φάσης, σε συνθήκες $T=700-750^{\circ}\text{C}$ και $P=15-25\text{Kbar}$. Η τρίτη φάση ήταν αμφιβολιτική κι έγινε στο Ηώκαινο. Αυτή επηρέασε σε μεγάλο βαθμό τις προηγούμενες φάσεις μεταμόρφωσης και αποτελεί πλέον την κύρια μεταμόρφωση της μάζας. Τελευταία και αναδρομή στην προηγούμενη είναι η πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση του Ολιγοκαίνου.

2.3. Βουλγαρία

2.3.1. Η μάζα της Ροδόπης στη Βουλγαρία

Η μάζα της Ροδόπης, στη Βουλγαρία, έχει διαχωριστεί από πολλούς ερευνητές με τεκτονικά κριτήρια.

Ο Jaganov (1938) (από Δρακούλης 2019) χώρισε τη χώρα σε δύο σειρές:

- Κατώτερη σειρά, η οποία είναι Προκάμβριας ηλικίας και συνίσταται από γνευσίους με απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες, μάρμαρα και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους.
- Ανώτερη σειρά, η οποία είναι Σιλούριας – Λιθανθρακοφόρας ηλικίας και αποτελείται από βιοιτιτικούς και μοσχοβιτικούς γνευσίους και μάρμαρα.

Ακόμα ένας διαχωρισμός έγινε από τον Dimitrov (1955, 1959) (από Δρακούλης 2019), σε δύο ενότητες:

- Κατώτερη ενότητα, η οποία αποτελείται από Προκάμβριους με Κάτω Παλαιοζωϊκούς αμφιβολιτικούς και βιοιτιτικούς γνευσίους, διμαρμαρυγιακούς γνευσίους και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους, που μέσα σε αυτούς παρεμβάλλονται αμφιβολίτες, μάρμαρα και σιπολίτες. Αυτοί οι σχηματισμοί χρονολογήθηκαν με βάση τα Σιλούριας ηλικίας επικλυσιογενή απολιθωματοφόρα πετρώματα, τα οποία βρίσκονται από πάνω τους.
- Ανώτερη ενότητα, η οποία αποτελείται από Παλαιοζωϊκούς και Μεσοζωϊκούς βιοιτιτικούς σχιστολίθους, οι οποίοι προς τα πάνω μεταβαίνουν σε επιδοιτιτικούς – χλωριτικούς και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους, μέσα στους οποίους υπάρχουν παρεμβλλόμενες ενστρώσεις μαρμάρων. Τα ανώτερα τμήματα αποτελούνται από μεγάλου πάχους μάρμαρα.

Ο Zagorchev (2001) τη χώρισε σε οχτώ σχηματισμούς, οι οποίοι ανήκουν σε τρία γκρουπ:

<u>Γκρουπ</u>	<u>Σχηματισμοί</u>	<u>Σύσταση</u>
<u>Asenovgrad</u>	Belashtitsa	Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι, αλβιτικοί σχιστόλιθοι, γνεύσιοι – στιστόλιθοι, μαρμαρυγιακοί γνεύσιοι, μάρμαρα και αμφιβολίτες

Dobrostan

Ασβεστιτικά και δολομιτικά μάρμαρα με παρεμβαλλόμενες ενστρώσεις ασβεστιτικών σχιστόλιθων, βιοτιτικοί και κεροστιλβικοί – βιοτιτικοί σχιστόλιθοι και αμφιβολίτες

Sitovo

Loukovitsa

Εναλλαγές από βιοτιτικούς και κεροστιλβικούς – βιοτιτικούς γνευσίους και σχιστόλιθους, συχνά με γρανάτη, χαλαζιούχοι – αστριούχοι γνεύσιοι, αμφιβολίτες, ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι και μάρμαρα

Bachkovo

Μοσχοβιτικοί χαλαζιούχοι – αστριούχοι γνεύσιοι (leptynites), συχνά βιοτιτικοί και/ή γρανατούχοι, τοπικά με σιλλιμανίτη

Boykovo

Βιοτιτικοί ή διμαρμαρυγιακοί γνεύσιοι με ενστρώσεις από χαλαζιούχους – αστριούχους γνευσίους (leptynites), οφθαλμογνεύσιοι και κεροστιλβικοί – βιοτιτικοί γνεύσιοι

Roupchos

Vucha

Εναλλαγές βιοτιτικού γνεύσιου με μάρμαρο, αμφιβολίτες, κεροστιλβικοί – βιοτιτικοί γνεύσιοι, χαλαζιούχοι – αστριούχοι γνεύσιοι (leptynites) και γρανατούχοι, σιλλιμανιτιούχοι ή κυανιτιούχοι διμαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι, ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι και χαλαζίτες, μεταβασικά και σερπεντινιτικά σώματα

Bogoutevo

Βιοτιτικοί – πλαγιокλαστικοί γνεύσιοι, τοπικά με μιγματιτική υφή, σπάνια στρώματα αμφιβολίτη και μεταγρανίτες

Chepelare

Βιοτιτικοί και διμαρμαρυγιακοί γνεύσιοι και σχιστόλιθοι (συχνά με γραφίτη, γρανάτη, κυανίτη ή σιλλιμανίτη, σταυρόλιθο, χαλαζιούχοι – αστριούχοι γνεύσιοι (leptynites), μάρμαρα και

Η ηλικία των πρωτολίθων των παραπάνω πετρωμάτων αμφισβητείται, ενώ η μεταμόρφωση ήταν προ – Ερκύνιας ηλικίας, αμφιβολιτικής φάσης. Επιπλέον, έχουν επηρεαστεί και από μεταγενέστερα μεταμορφικά γεγονότα με ηλικία ίσως Ερκύνια και Αλπική.

2.3.2. Sakar – Strandja Zone

Σύμφωνα με τους Machev et al. 2015, η Sakar – Strandja Zone ανήκει στις Εσωτερικές Βαλκανίδες (Ivanov 1998) και αποτελεί το συνδετικό κρίκο μεταξύ των Βαλκανίδων της Βουλγαρίας και των Δυτικών Ποντίδων της Τουρκίας. Είναι γνωστή και ως Strandja Zone (Chatalov 1990 από Machev et al. 2015), Strandzhides (Gochev 1991 από Machev et al. 2015) και Strandja Massif (Okay et al. 2001, Sunal et al. 2006, 2008, 2011, Natal'in et al. 2012 κλπ. από Machev et al. 2015). Συνίσταται από ένα προ – Κρητιδικό μεταμορφωμένο υπόβαθρο και έχει χωριστεί στις τρεις ενότητες που θα περιγράψουν παρακάτω, από την κατώτερη προς την ανώτερη.

Η πρώτη είναι η Veleka Unit, η οποία πήρε το όνομα της από τους Dabovski et al. (2002) (από Machev et al. 2015). Περιλαμβάνει δύο σειρές, την αλλόχθονη Strandja και τα μάρμαρα και τους φυλλίτες από Derwent heights. Σύμφωνα με τον Chatalov (1990) (από Machev et al. 2015), η πρώτη σειρά αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα Strandja-type, Τριαδικής ηλικίας, που σηματοδοτούν το κλείσιμο του ωκεανού της Παλαιοτηθύος και σαν άποψη χρησιμοποιήθηκε για σε πολλά τεκτονικά μοντέλα. Πλέον, όμως, θεωρούν ότι τα πετρώματα της είναι Παλαιοζωϊκής ηλικίας (Sergeeva et al. 1979, Boncheva and Chatalov 1998, Lilov and Maliakov 2001 από Machev et al. 2015).

Η επόμενη ενότητα ονομάζεται Strandja Unit και αποτελείται από ένα κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο Ερκύνιας ηλικίας (Okay et al. 2001, Sunal et al. 2006, 2008, 2011, Natal'in et al. 2012 κλπ. από Machev et al. 2015) και τα γρανιτοειδή πλουτωνικά πετρώματα, η οποία επεκτείνεται προς την Τουρκία. Από πάνω της βρίσκεται μια ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά με τις ηλικίες των πετρωμάτων να ξεκινάνε από το Άνω Πέρμιο και να φτάνουν μέχρι το Μέσο Ιουρασικό. Σύμφωνα με τους Yilmaz Şahin et al. (2014)(από Machev et al. 2015) σε αυτή την ενότητα υπάρχουν και γρανιτικά πετρώματα με ηλικία της Cadomian ορογένεσης (534.5 ± 4.7 και 546.0 ± 3.9 Ma).

Το υπόβαθρο της ενότητας συνίσταται από μεταμορφωμένα και πυριγενή πετρώματα. Συγκεκριμένα, για τον προσδιορισμό της ηλικίας τους έγινε χρονολόγηση σε ζirkόνια από βιοτιτικούς σχιστόλιθους, η οποία έδωσε ηλικία μικρότερη από 430 Ma και μεγαλύτερη από 315 Ma. Πιο ειδικά, για τους βιοτιτικούς σχιστόλιθους, που βρίσκονται στο νότιο άκρο του υποβάθρου η ηλικία ήταν μεταξύ 300 και 271 Ma (Sunal et al. 2008 από Machev et al. 2015), ενώ για τους διμαρμαρυγικούς και κεροστιλβικούς – βιοτιτικούς ορθογνεύσιους, οι ηλικίες ήταν 314.7 ± 2.6 Ma και 312.3 ± 1.7 Ma, αντίστοιχα (Sunal et al. 2006 από Machev et al. 2015). Τα πυριγενή σώματα που διείσδυσαν στο υπόβαθρο ήταν Πέρμιας ηλικίας και ειδικότερα για τον γρανίτη του Kirklareli, 245 με 271 Ma (Okay et al. 2001, Sunal et al. 2006 από Machev et al. 2015).

Όλα τα προ – Καινοζωϊκά πετρώματα έχουν υποστεί ένα ή περισσότερα επεισόδια περιοχικής μεταμόρφωσης. Επιπλέον, το Παλαιοζωϊκό υπόβαθρο έχει συμμετείχε σε μια περιοχική μεταμόρφωση, της οποίας η ηλικία δεν έχει προσδιοριστεί. Σύμφωνα με τους Machev et al. (2015), οι Okay et al. (2001) πρότείνουν μια Κάτω Πέρμια ηλικία, που είναι ταυτόχρονη με την τοποθέτηση του γρανίτη του Kirklareli, ενώ οι Sunal et al. (2006, 2008) προτείνουν μια Άνω Παλαιοζωϊκή παραμόρφωση και μεταμόρφωση, η οποία, όμως, προηγήθηκε από τον παραπάνω πλουτωνίτη. Έτσι, η προ – Πέρμια μεταμόρφωση επηρέασε το υπόβαθρο μόνο, ενώ η Μεσοζωϊκή μεταμόρφωσε και τα πετρώματα που βρίσκονται τοποθετημένα πάνω του. Αργότερα, στο Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό, σε ένα καθεστώς συμπίεσης, τα πετρώματα μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες χαμηλής αμφιβολιτικής φάσης. Συγκεκριμένα, τις υψηλότερες συνθήκες της, η μεταμόρφωση, τις έφτασε μεταξύ των 157.7 ± 1.5 και 162.3 ± 1.6 Ma, ενώ η ψύξη των πετρωμάτων έγινε ανάμεσα στα 53.9 ± 1.5 Ma και 134.4 ± 1.3 Ma (Sunal et al. 2011 από Machev et al. 2015). Χρονολογήσεις Ar/Ar, που έγιναν σε λευκό μαρμαρυγία και αμφίβολο, στη γειτονική ενότητα Sakar, έδωσαν ηλικίες μεταξύ 144 και 136 Ma, περιορίζοντας, έτσι, την ηλικία του κύριου τεκτονικού γεγονότος (Neubauer et al. 2010 από Machev et al. 2015).

Τέλος, όσον αφορά, τα γρανιτικά πλουτωνικά πετρώματα της ενότητας, αυτά χωρίζονται σε δύο ομάδες. Η πρώτη ομάδα είναι η παλαιότερη κι έχει Λιθανθρακοφόρα ηλικία, με ένα εύρος από 308 έως 315 Ma. Η δεύτερη είναι η νεότερη κι έχει ηλικίες από 309 έως 257 Ma (Λιθανθρακοφόρο – Πέρμιο) (Okay et al. 2001, Sunal et al. 2006, Natal'in et al. 2012 από Machev et al. 2015). Επιπλέον υπάρχουν και στοιχεία για ύπαρξη πιο νέων γρανιτικών διεισδύσεων ηλικίας 249.4 ± 1.5 Ma (Yilmaz Şahin et al. 2012 από Machev et al. 2015).

Η Sakar Unit διαιρείται σε δύο στρωματογραφικές ενότητες, μια ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά, μάλλον, Ανώτερου Πέρμιου και το Topolongrad group, ηλικίας Κάτω – Μέσο Τριαδικό (Chatalov 1990 από Machev et al. 2015). Όσον αφορά τη μεταμόρφωση της, είναι περισσότερο όμοια με τη μάζα της Ροδόπης, με την οποία βρίσκονται δίπλα (Gerdjikov 2005 από Machev et al. 2015)

Κάποια από τα τεκτονικά μοντέλα της Sakar – Strandja zone είναι τα ακόλουθα 3:

- Η Strandja Massif αποτελεί τμήμα του ηπειρωτικού τεμάχους Ροδόπης – Ποντίδων, το οποίο προέρχεται από την ήπειρο Gondwana (Şengör 1984, Şengör et al. 1984, Sunal et al. 2008 από Machev et al. 2015). Συγκρούστηκε με την Ευρασία στην περίοδο του Τριαδικού – Κάτω Ιουρασικού κι έτσι σχηματίστηκε η ζώνη συρραφής της Παλαιοτηθύος (Şengör 1984, Şengör et al. 1984 από Machev et al. 2015).
- Η Strandja Massif ανήκει στην πλάκα της Ευρασίας (Ustaömer και Robertson, 1993), δηλαδή μαζί με τη Ροδόπη και τις Ποντίδες ανήκουν στην Ευρασία, από πριν το Άνω Παλαιοζωικό.

Αυτά τα δύο μοντέλα, υποδηλώνουν ότι η μαγματική δραστηριότητα της Strandja Massif, κατά το Άνω Παλαιοζωικό – Τριαδικό, συνέβη σε τεκτονικό περιβάλλον τόξου ή οπισθοτόξειας λεκάνης.

- Η Strandja Massif είναι μέρος του Ερκύνιου Ευρωπαϊκού Ορογενούς, π.χ., αντιπροσωπεύει μια ανατολική συνέχεια της Κεντρικής Ευρωπαϊκής Ερκύνιας ζώνης (Okay et al. 2001, 1984 από Machev et al. 2015) στην οποία το ορογενές δε δημιουργήθηκε στο Μέσο Λιθανθρακοφόρο, όπως στην Ευρώπη και στη Βουλγαρία, αλλά αργότερα, στις αρχές του Πέρμιου. Αυτή η ορογένεση είχε σαν αποτέλεσμα τη μεταμόρφωση και τον σχηματισμό των γρανιτών, που έχουν Κάτω Πέρμια ηλικία.

Σύμφωνα με τον Yanev (2000) (από Machev et al. 2015), η πιο δημοφιλής άποψη για την Ερκύνια ορογένεση στα Βαλκάνια, σχετίζεται με την σύγκρουση, που έγινε στο Άνω Λιθανθρακοφόρο, των Βαλκανικών ηπειρωτικών τεμαχών και της Moesian Platform.

2.3.3. Τα γρανιτοειδή του Λιθανθρακοφόρου – Πέρμιου

Τα γρανιτοειδή, ηλικίας Λιθανθρακοφόρου – Πέρμιου, της Βουλγαρίας έχουν χωριστεί σε τρεις ομάδες.

Η πρώτη ομάδα αντιπροσωπεύει αυτά των Εξωτερικών Βαλκανίδων, τα οποία εκτίθενται στη Δυτική Stara Planina. Αυτά διείσδυσαν σε μη μεταμορφωμένα ιζηματογενή πετρώματα. Η ηλικία τους κυμαίνεται από 311.9 ± 4.1 Ma στον St. Nikola pluton και 304.6 ± 4.0 Ma στον Petrohan pluton (Carrigan et al., 2005 από Machev et al. 2015), έως 314 ± 4.8 Ma στον Vezan pluton (Kamenov et al., 2002 από Machev et al. 2015). Αυτά τα γρανιτοειδή συσχετίζονται με αυτά που βρίσκονται στη Δυτική Ευρώπη, τα οποία έχουν την ίδια ηλικία (Dimitrov 1946, Jaranoff 1969 από Machev et al. 2015).

Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει τα γρανιτοειδή της Sredna Gora Zone (Ενδιάμεσες Βαλκανίδες) και χωρίζεται σε τρεις υποομάδες (Zagorchev et al. 1973 από Machev et al. 2015). Η πρώτη είναι μάλλον η παλαιότερη και αποτελείται κυρίως από βιοτιτικούς γρανίτες και κεροστιλβικούς γρανοδιορίτες. Αυτά τα γρανιτικά πετρώματα είναι όμοια με αυτά που εμφανίζονται στα βουνά της Δυτικής Stara Planina. Τα πετρώματα της δεύτερης και τρίτης υποομάδας είναι υπεραργιλικοί, διμαρμαρυγικοί, λευκοκρατικοί γρανίτες. Η ηλικία των γρανιτοειδών αυτής της ομάδας κυμαίνεται από 312.0 ± 5.4 Ma στον Koprivshtitsa pluton έως 289.5 ± 7.8 Ma στον Strelcha pluton. Έχουν διεισδύσει σε υψηλού βαθμού, μερικώς μιγματιτωμένα μεταμορφωμένα πετρώματα, ηλικίας 616–595 Ma, τα οποία έχουν μεταμορφωθεί στα 336 Ma (Carrigan et al. 2006 από Machev et al. 2015). Τα πετρώματα αυτά έχουν υποστεί μια ανάδρομη μεταμόρφωση, κατά μήκος διατμητικών ζωνών, σε ένα εύρος ηλικιών από 120 έως 78 Ma (Velichkova et al. 2001 από Machev et al. 2015).

Στη τρίτη ομάδα εντάσσονται οι πλουτωνίτες γρανιτικής σύστασης της μάζας της Ροδόπης. Έχουν διεισδύσει μέσα σε δόμους μεταμορφωμένων πετρωμάτων και οι ηλικίες τους ποικίλουν από 300 ± 11 Ma στον Άρδα (Peytcheva et al. 2004 από Machev et al. 2015), 256 ± 27 , 255 ± 2.6 , 331 ± 8 , and 296 ± 6.6 Ma στο Byala Reka (Peytcheva et al. 1992, 1995 από Machev et al. 2015) και 328 Ma στο Kesebir (Peytcheva et al. 1998 από Machev et al. 2015). Το χαρακτηριστικό των παραπάνω πλουτωνιτών είναι ότι δεν είναι όμοια μεταμορφωμένοι.



3. Γεωχημεία

Σε αυτό το κεφάλαιο θα παρουσιαστούν κυρίως τα γεωχημικά, αλλά και κάποια ορυκτολογικά χαρακτηριστικά των πλουτωνιτών, έτσι όπως αναγράφονται στις βιβλιογραφίες.

3.1. Γεωχημεία πλουτωνικών πετρωμάτων Πελαγονικής

Τα πλουτωνικά πετρώματα της Πελαγονικής χωρίζονται σε δύο ομάδες, τη Βόρεια και τη Νότια (Koroneos et al. 2000).

Στη Βόρεια ομάδα ανήκουν οι πλουτωνίτες:

- Άρδασσας,
- Baba,
- Βαρνούντα και
- Καστοριάς.

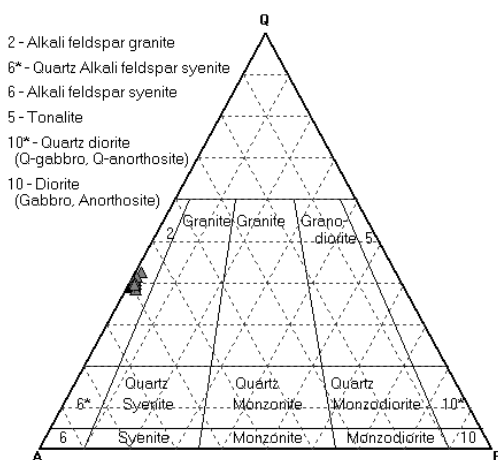
Στη Νότια ομάδα οι πλουτωνίτες είναι οι εξής:

- Καστανιά,
- Πιέρια,
- Ολυμπιάδα,
- Βερδικούσα και
- Δεσκάτη.

3.1.1. Βόρεια ομάδα

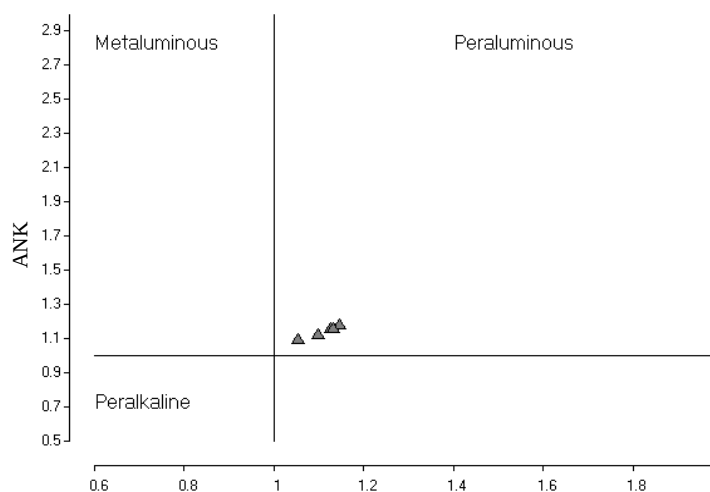
3.1.1.1. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Άρδασσας»

Ο πλουτωνίτης της Άρδασσας βρίσκεται στην περιοχή της Κοζάνης. Για την παρούσα εργασία έχουν χρησιμοποιηθεί 11 δείγματα από αδημοσίευτα αποτελέσματα, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν και για την κατασκευή διαγραμμάτων ταξινόμησης και πετροτεκτονικών διαγραμμάτων, αυτού του κεφαλαίου. Το περιεχόμενο τους σε SiO_2 κυμαίνεται από 76,92 έως 79,17%.



Σχήμα 3.1.1.1 1 Διάγραμμα ταξινόμησης Q – A – P (κατά Le Maitre et al. 2002), για τον πλουτωνίτη της Άρδασσας.

ενδοπλακικών γρανιτών, αλλά και σε αυτών που σχηματίστηκαν σε περιβάλλον σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών. Για τον χαρακτήρα του πετρώματος έγινε διάγραμμα K_2O vs. SiO_2 (κατά Peccerillo and Taylor 1976) (δεν προβάλλονται) και τα δείγματα είναι κυρίως ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα, με εξαίρεση ένα δείγμα που προβλήθηκε στο πεδίο των θολειτών.



Σχήμα 3.1.1.1 2 Διάγραμμα ANK vs. ASI για τον πλουτωνίτη της Άρδασσας (κατά Frost et al. 2001).

3.1.1.2. Γεωχημεία του πλουτωνίτη του «Baba»

Ο πλουτωνίτης του όρους Baba βρίσκεται στη Γιουγκοσλαβία και θεωρείται ότι αποτελεί συνέχεια του πλουτωνίτη του Βαρνούντα, ο οποίος θα αναλυθεί παρακάτω (Κατερινόπουλος και Κυριακόπουλος 1989).

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν για την παρούσα εργασία είναι 27, εκ των οποίων τα 13 είναι από τους Κατερινόπουλος και Κυριακόπουλος (1989) και τα 14 από τους Katerinopoulos et al. (1992). Το περιεχόμενο τους σε SiO_2 κυμαίνεται από 63,8 έως 77,4%.

Οι κύριοι πετρογραφικοί τύποι είναι:

- Γρανίτης,
- Πορφυριτικός γρανίτης και
- Γρανοδιωρίτης.

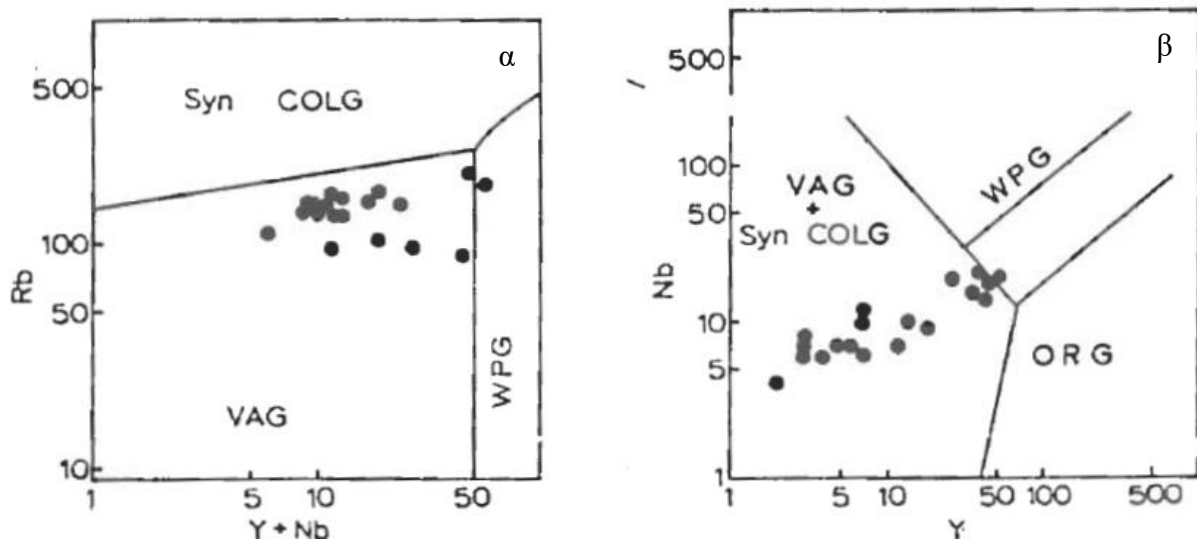


Σχήμα 3.2.1.2 1 Γεωλογικός χάρτης του όρους Baba (N. Γιουγκοσλαβία) και περιοχές δειγματοληψίας (Κατερινόπουλος και Κυριακόπουλος 1989)

Ο πρώτος περιέχει χαλαζία, καλιούχους άστριους, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και συχνά βρίσκεται στο πέτρωμα μοσχοβίτης. Τα επουσιώδη ορυκτά του είναι τιτανίτη, επίδοτο, απατίτης, γρανάτης, αλλανίτης και αδιαφανή ορυκτά. Ο πορφυριτικός γρανίτης συνίσταται από χαλαζία, μικροκλινή, πλαγιόκλαστο και μοσχοβίτη, με επουσιώδη ορυκτά βιοτίτη, τιτανίτη και αδιαφανή ορυκτά. Ο τρίτος πετρογραφικός τύπος αποτελείται από πλαγιόκλαστα, καλιούχους άστριους, χαλαζία, κεροσίτλη και βιοτίτη. Τα επουσιώδη ορυκτά είναι σερίκίτης, επίδοτο, τιτανίτης και αδιαφανή ορυκτά (Κατερινόπουλος και Κυριακόπουλος 1989).

Ο πλουτωνίτης έχει ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα και όσον αφορά την προέλευση τους, αυτή δεν μπορεί να καθοριστεί, καθώς παρουσιάζει χαρακτηριστικά και από γρανίτες S – τύπου, αλλά και από I – τύπου (Κατερινόπουλος και Κυριακόπουλος 1989). Ο λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ είναι $0,706 \pm 10$ (Katerinopoulos et al. 1992).

Όσον αφορά το γεωτοκτονικό περιβάλλον στο οποίο σχηματίστηκε, αυτό φαίνεται να είναι ηφαιστειακό τόξο σύμφωνα με τα διαγράμματα (κατά Pearce et al. 1984). Όπως φαίνεται στο διάγραμμα Rb – Y + Nb (Σχ. 3.2.1.2.2.α), τα περισσότερα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου, με μόνο ένα να βρίσκεται στο πεδίο των ενδοπλακικών γρανιτών. Το ίδιο ισχύει και για το «Σχήμα 3.2.1.2.2.β» (Κατερινόπουλος και Κυριακόπουλος 1989).



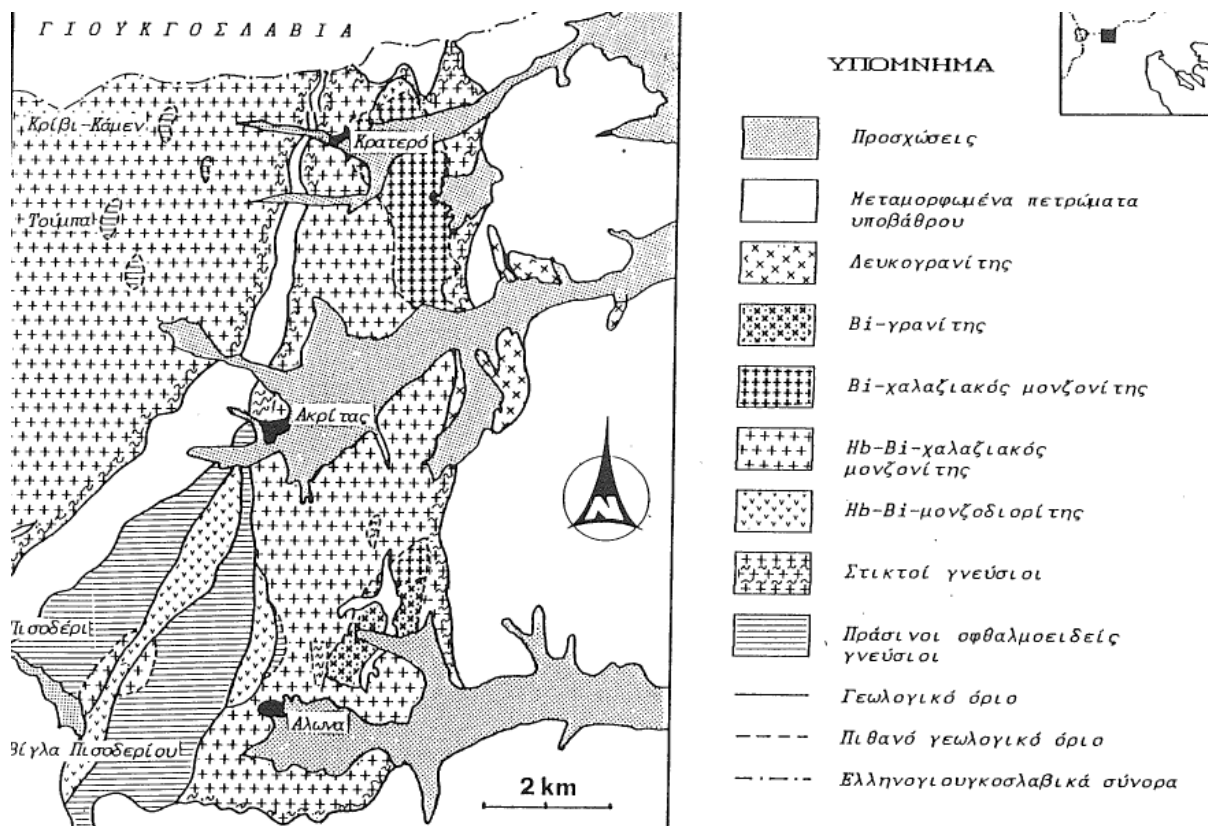
Σχήμα 3.2.1.2 2 Προβολή των δειγμάτων που μελετήθηκαν στα διαγράμματα Rb – Y + Nb και Nb – Y κατά Pearce et al. (1984) (Κατερινόπουλος και Κυριακόπουλος 1989).

3.1.1.3. Γεωχημεία του πλουτωνίτη του «Βαρνούντα»

Ο πλουτωνίτης του Βαρνούντα βρίσκεται στη βορειοδυτική Μακεδονία και πιο συγκεκριμένα στο νομό Φλώρινας (Σχ. 2.1.1.3.1). Έχει διεισδύσει σε σχιστόλιθους της ενότητας Καστοριάς (Katerinopoulos 1987). Τα 125 δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία προέρχονται τα 84 από τον Κορωνάιος (1991), τα 14 από τους Katerinopoulos et al. (1992), τα 25 από τον Katerinopoulos (1987) και τα 2 από τον Κατερινόπουλος (1983).

Ο Katerinopoulos (1987) αναφέρει πως οι πετρογραφικοί τύποι είναι οι εξής:

- Γρανίτης,
- Πορφυριτικός γρανοδιορίτης και πορφυριτικός μονζοδιορίτης,
- Γρανοδιορίτης,
- Χαλαζιακός μονζονίτης,
- Χαλαζιακός μονζοδιορίτης,
- Πορφυριτικός χαλαζιακός μονζονίτης και πορφυριτικός χαλαζιακός συηνίτης.



Σχήμα 3.2.1.3 1 Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη του Ανατολικού Βαρνούντα (από Koroneos & Christofidis 1990).

Ακόμα, όλοι οι τύποι περιέχουν ξενόλιθους που συνίστανται κυρίως από κεροστιλβη, πλαγιόκλαστο και σε μικρές ποσότητες καλιούχο άστριο. Σαν εποψιδώδη ορυκτά έχουν χαλαζία, βιοτίτη, τιτανίτη, επίδοτο, χλωρίτη και απατίτη. Τα περισσότερα δείγματα έχουν γνευσιακή υφή, ενώ κάποια διατηρούν τον αρχικό τους ιστό.

Πιο συγκεκριμένα, για το Ανατολικό τμήμα του Βαρνούντα, οι πετρογραφικοί τύποι είναι οι:

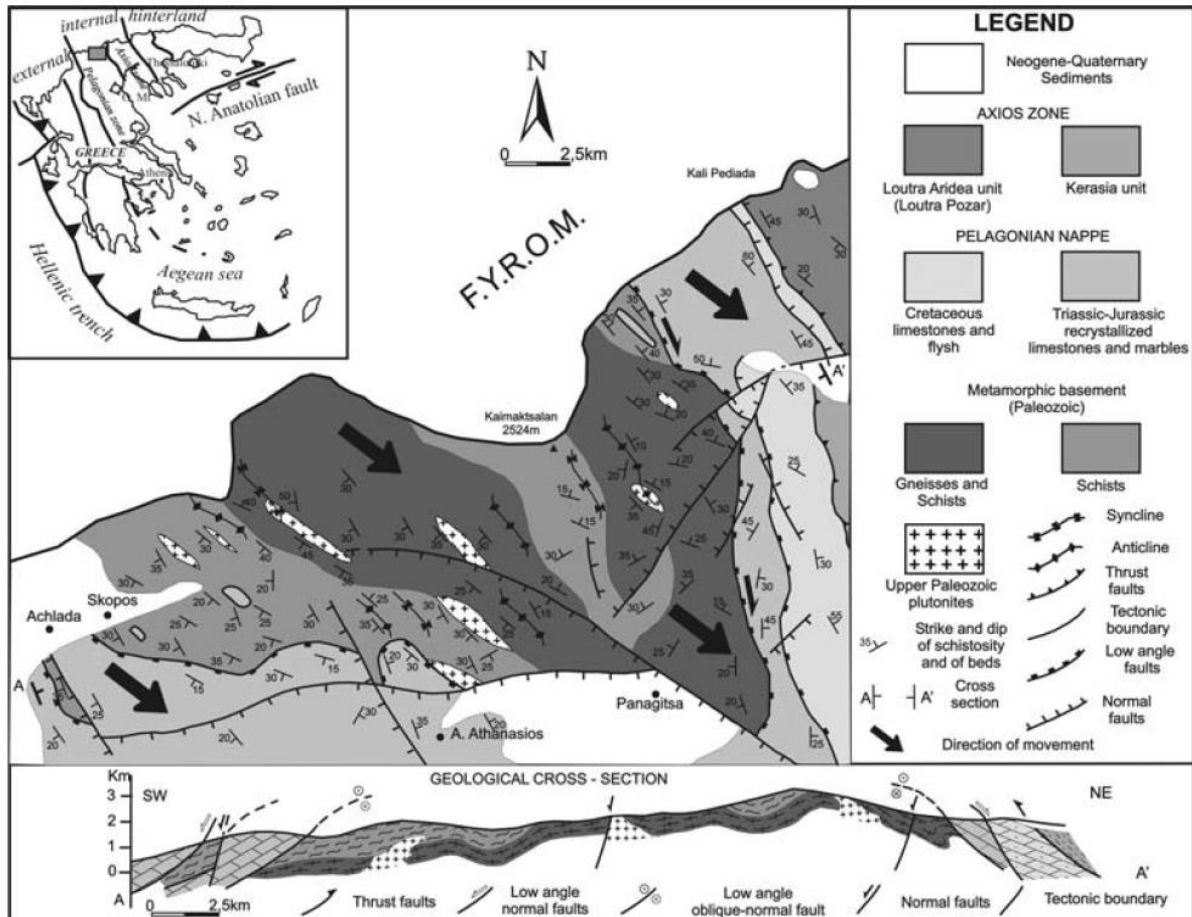
- Κεροστιλβικός – βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονίτης,
- Μονζονίτης,
- Βιοτιτικός γρανίτης,
- Βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονίτης,
- Κεροστιλβικός – βιοτιτικός μονζοδιορίτης,
- Λευκογρανίτης,
- Απλίτης

Επίσης, σε αυτά τα πετρώματα υπάρχουν εγκλείσματα μονζονιτικής σύστασης. Ακόμα, αξίζει να αναφερθεί, πως ο επικρατέστερος πετρογραφικός τύπος είναι ο κεροστιλβικός – βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονίτης (Κορωνάιος κ.ά. 1991). Τα ορυκτά που συναντώνται στα παραπάνω πετρώματα είναι χαλαζίας, μικροκλινής, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης, κεροστιλβη, καθώς και απατίτης, ζirkόνιο, τιτανίτης, αλλανίτης, επίδοτο και μαγνητίτης (Κορωνάιος κ.ά. 1991, Koroneos et al. 1993, Κορωνάιος κ.ά. 1994). Στην επαφή του πλουτωνίτη με τα πετρώματα ξενιστές έχει δημιουργηθεί μια ζώνη από κερατίτη (Κορωνάιος κ.ά. 1994). Το περιεχόμενο τους σε SiO₂ κυμαίνεται από 47,7 έως 76,5%.

Ο χαρακτήρας του πλουτωνίτη είναι ασβεσταλκαλικός (Katerinopoulos 1987, Κορωνάιος κ.ά. 1991). Ακόμα, πρόκειται για πλουτωνίτη I – τύπου, ο οποίος σχηματίστηκε σε περιβάλλον σύγκλισης πλακών (Κορωνάιος & Χριστοφίδης 1987, Κορωνάιος κ.ά. 1991). Όσον αφορά την εξέλιξη του, από τα ισότοπα οξυγόνου και Sr φαίνεται ότι το μάγμα έχει μανδυακή προέλευση (³⁷Sr/³⁶Sr: 0.702 – 0.706), με σύσταση όμοια με τον κεροστιλβικό – βιοτιτικό χαλαζιακό μονζονίτη (Koroneos et al. 1993) και ακόμα, έχει εξελιχθεί μέσω διεργασίας κλασματικής κρυστάλλωσης (Κορωνάιος κ.ά. 1994).

3.1.1.4. Γεωχημεία του πλουτωνίτη του «Βόρα»

Στην οροσειρά του Βόρα, έχουν διεισδύσει πλουτωνικά σώματα κατά τη διάρκεια της Ερκύνιας ορογένεσης, τα οποία έχουν γνευσιωθεί. Τα πετρώματα ξενιστές, σε αυτή την περιοχή, είναι διάφορα είδη γνεύσιων – σχιστολίθων και μάρμαρα (Αυγερινάς κ.ά. 2004).



Σχήμα 3.2.1.4 1 Γεωλογικός χάρτης του δυτικού τμήματος της οροσειράς του Βόρα (Αυγερινάς κ.ά. 2004)

Σύμφωνα με τους Αυγερινάς κ.ά. (2004) και Koroneos & Kiliadis (2013), οι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη είναι:

- Βιοτιτικοί – κεροστιλβικοί γρανίτες έως γρανοδιορίτες,
- Βιοτιτικοί γρανίτες και
- Λευκογρανίτες.

Στα δύο πρώτα είδη πετρωμάτων περιέχονται εγκλείσματα σύστασης μονζοδιοριτικής έως μονζονιτικής και οι ξενόλιθοι είναι σπάνιοι.

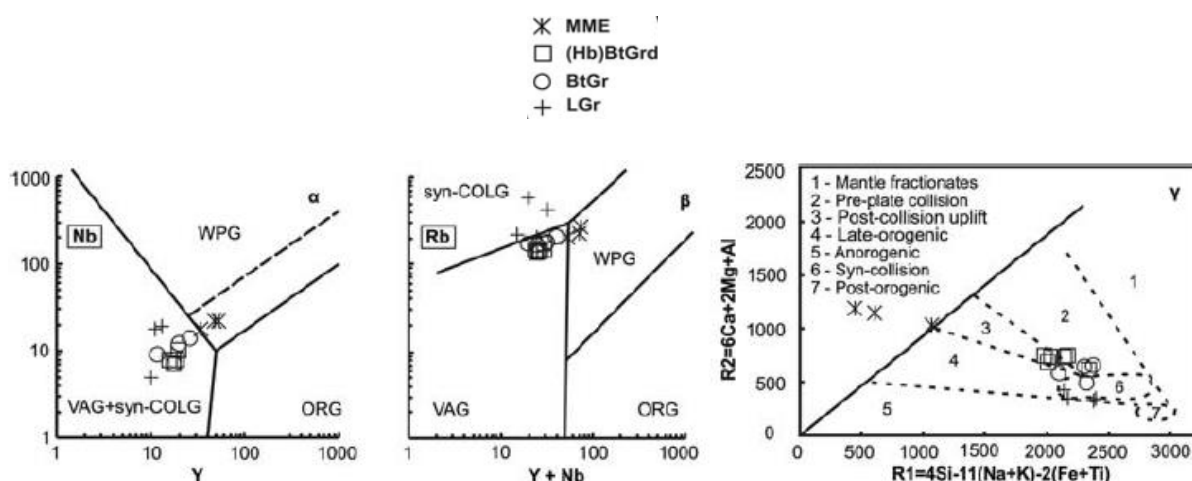
Η ορυκτολογία των δύο πρώτων τύπων είναι χαλαζίας, μικροκλινής, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης και κεροστιλβη (μόνο στον πρώτο). Σαν επουσιώδη συναντώνται απατίτης, τιτανίτης, ζirkόνιο και αλλανίτης. Ακόμα, δευτερογενή ορυκτά είναι ο ακτινόλιθος, το επίδοτο, ο

χλωρίτης, ο γρανάτης και ο λευκός μαρμαρυγίας. Οι λευκογρανίτες περιέχουν χαλαζία, μικροκλινή, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη, απατίτη, τιτανίτη, ζirkόνιο καθώς και χλωρίτη, επίδοτο, ακτινόλιθο, λευκό μαρμαρυγία και γρανάτη. Τέλος, στα εγκλείσματα βρέθηκαν χαλαζίας, μικροκλινή, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης, κεροσίλβη, τιτανίτης, απατίτης, αλλανίτης σαν πρωτογενή, ενώ σα δευτερογενή ακτινόλιθος, επίδοτο, χλωρίτης και λευκός μαρμαρυγίας (Αυγερινάς κ.ά. 2004, Koroneos & Kiliyas 2013).

Τα 20 δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν είναι από την εργασία των Αυγερινάς κ.ά. (2004) και το περιεχόμενο τους σε SiO_2 κυμαίνεται από 47,1 έως 75%.

Στα διαγράμματα ταξινόμησης (κατά Pearce et al. 1984), τα δείγματα του Βόρα τοποθετούνται κυρίως στο πεδίο των γρανιτών με προέλευση από ηφαιστειακό τόξο. Συγκεκριμένα, στο διάγραμμα Nb vs. Y (Σχ. 3.2.1.4.2.α) μόνο κάποια δείγματα MME βρίσκονται στο πεδίο των ενδοπλακοκών γρανιτών αφορά, ενώ όσον αφορά το διάγραμμα Rb vs. Y + Nb (Σχ. 3.2.1.4.2.β), κάποια δείγματα MME τοποθετούνται στο πεδίο WPG και κάποια δείγματα LGr στο πεδίο syn-COLG. Στο διάγραμμα R1 – R2 (κατά Batchelor and Bowden (1985) (Σχ. 3.2.1.4.2.γ), η πλειοψηφία των δειγμάτων βρίσκεται στο όριο των πεδίων 2 και 3, με τα δείγματα των λευκογρανιτών να προβάλλονται στο πεδίο των συν – ορογενετικών γρανιτών (Αυγερινάς κ.ά. 2004).

Σύμφωνα με τους Koroneos & Kiliyas (2013), ο πλουτωνίτης έχει ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα και τα όλα τα πετρώματα είναι υπερ – αργιλικά, εκτός των MME, που είναι μέτα – αργιλικά.



Σχήμα 3.2.1.4.2 Προβολή των γρανιτικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα στα διαγράμματα Nb – Y (α) και Rb – Y + Nb (β) (Pearce et al. 1984), R1-R2 (γ) (Batchelor & Bowden 1985) (από Αυγερινάς κ.ά. 2004). MME: Μονζονιτικής έως μονζοδιοριτικής σύστασης εγκλείσματα, (Hb)BtGrd: Κεροσιλβικοί – βιοτιτικοί γρανοδιορίτες έως γρανίτες, BtGr: Βιοτιτικοί γρανίτες και LGr: Λευκογρανίτες.

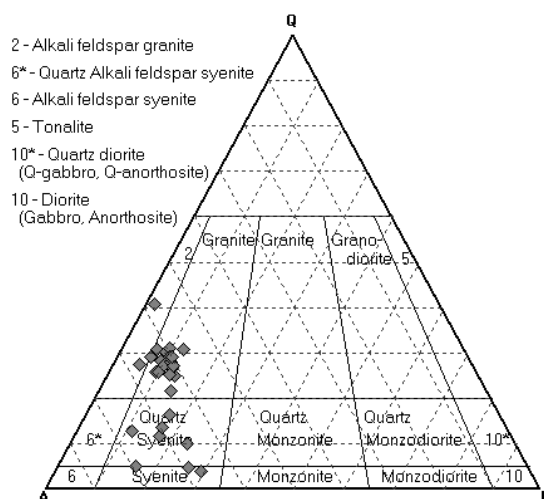
3.1.1.5. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Καστοριάς»

Για τον πλουτωνίτη της Καστοριάς δεν υπάρχουν πολλά στοιχεία και τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία δεν έχουν δημοσιευτεί. Πρόκειται για 30 γεωχημικές αναλύσεις (Κορωνάιος, αδημοσίευτα δεδομένα), που το περιεχόμενο τους σε SiO_2 κυμαίνεται από 49,5 έως 78,9% και οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία των παρακάτω διαγραμμάτων.

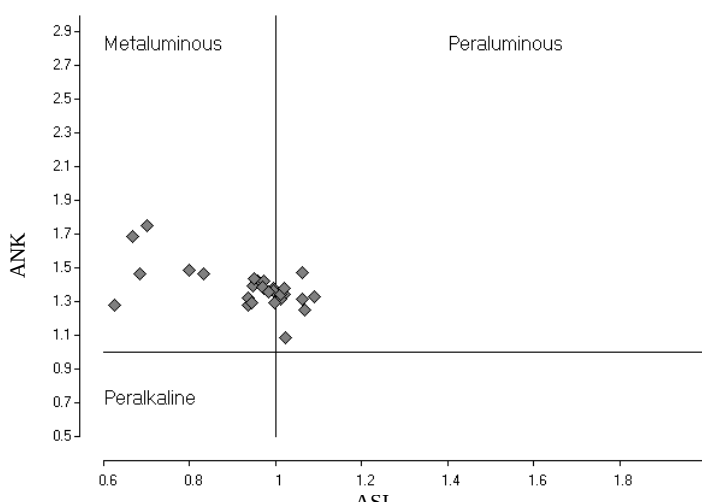
Για τον προσδιορισμό των πετρογραφικών τύπων κατασκευάστηκε διάγραμμα Q – A – P, κατά Le Maitre et al. (2002) (Σχ. 3.1.1.5.1), στο οποίο τα δείγματα προβάλλονται στα πεδία του αλκαλι – γρανίτη, του γρανίτη, χαλαζιακού συηνίτη και του συηνίτη.

Ακόμα, έγιναν διαγράμματα «Nb – Y» και «Ta – Yb» κατά Pearce et al. (1984) (δεν προβάλλονται), για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος δημιουργίας των πετρωμάτων. Στο διάγραμμα «Nb – Y» τα δείγματα βρίσκονται, κυρίως, στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου και των συν – ορογενετικών γρανιτών, ενώ κάποια αποκλίνουν προς το πεδίο των ενδοπλακικών γρανιτών. Το ίδιο συμβαίνει και στο διάγραμμα «Ta – Yb».

Σύμφωνα με το διάγραμμα K_2O vs. SiO_2 , των Peccerillo and Taylor (1976) τα γρανιτοειδή ανήκουν, κατά κύριο λόγο, στην υψηλού – Κ ασβεσταλκαλική, αλλά και στη σωσσονιτική σειρά. Επίσης, κατασκευάστηκε διάγραμμα ANK vs. ASI, κατά Frost et al. (2001) (Σχ. 3.1.1.5.2) και η πλειοψηφία των δειγμάτων προβάλλεται στο όριο των μεταργιλικών με τα υπεραργιικά, ενώ υπάρχουν και δείγματα στα προαναφερθέντα πεδία.



Σχήμα 3.1.1.5 1 Διάγραμμα ταξινόμησης Q – A – P κατά Le Maitre et al. (2002), για τον πλουτωνίτη της Καστοριάς.

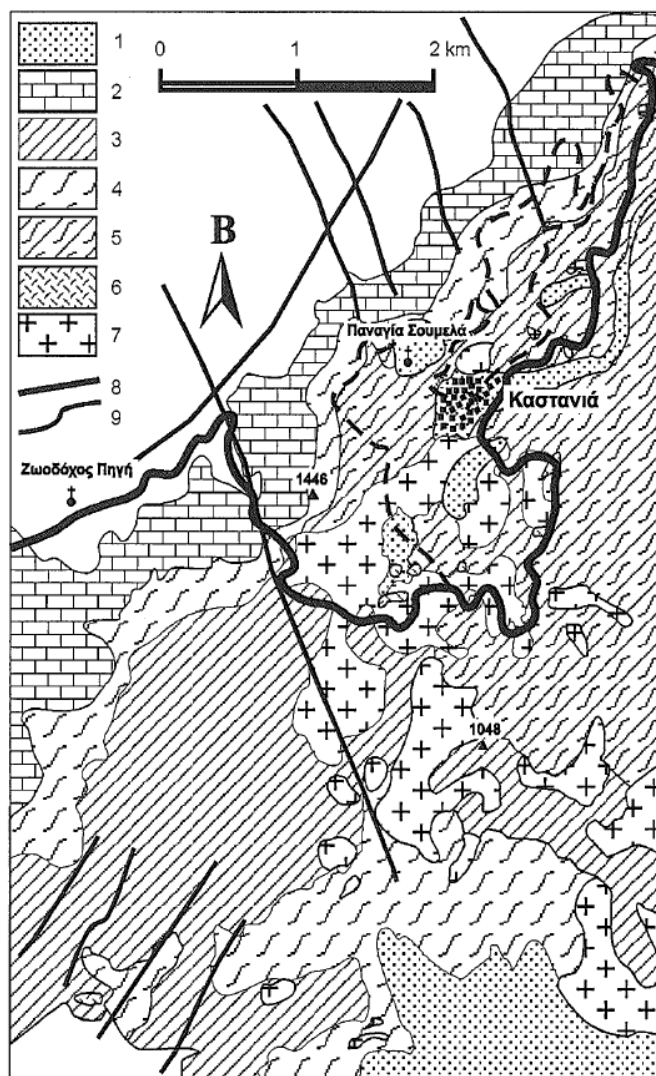


Σχήμα 3.1.1.5 2 Διάγραμμα ANK vs. ASI για τον πλουτωνίτη της Αρδασσας, κατά Frost et al. (2001).

3.1.2. Νότια ομάδα

3.1.2.1. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Καστανιάς»

Ο πλουτωνίτης της Καστανιάς διεισδύει στα μεταμορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου της Πελαγονικής και πιο συγκεκριμένα σε ορθογνεύσιους και σχιστόλιθους, οι οποίοι έχουν εμφανίζονται ως ξενόλιθοι μέσα στα γρανιτοειδή (Κορωνάιος κ.ά. 2000).



Σχήμα 3.2.2.1 1 Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη της Καστανιάς (ύπο έκδοση φύλλου χάρτου Βελβενδός, ΙΓΜΕ, ΣΤΑΜΑΤΗΣ προσ. επικοινωνία). 1: Ιζηματογενείς αποθέσεις (Πλειόκαινο – Ολόκαινο), 2: Ασβεστόλιθοι (Τριαδικό), 3: Ορθογνεύσιοι (Παλαιοζωικό), 4: Διμαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι (Παλαιοζωικό), 5: Ορθογνεύσιοι και διμαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι που δε διαχωρίστηκαν (Παλαιοζωικό), 6: Μεταδιαβάσης, μεταγάββρος (Ιουρασικό), 7: Γρανίτης (Προ – Ανωτριάδικό), 8: Ρήγμα, 9: Γεωλογικό όριο (Κορωνάιος κ.ά. 2000).

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν είναι στο σύνολο 19, εκ των οποίων τα 12 είναι από τους Κορωναίους κ.ά. (2000), τα 3 είναι δημοσιεύτα δεδομένα από τον Κορωναίο και τα 4 είναι από τους Kotopoulou et al. (2000). Το SiO_2 κυμαίνεται από 49,4 έως 75,1%.

Οι δύο κυρίαρχοι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη είναι:

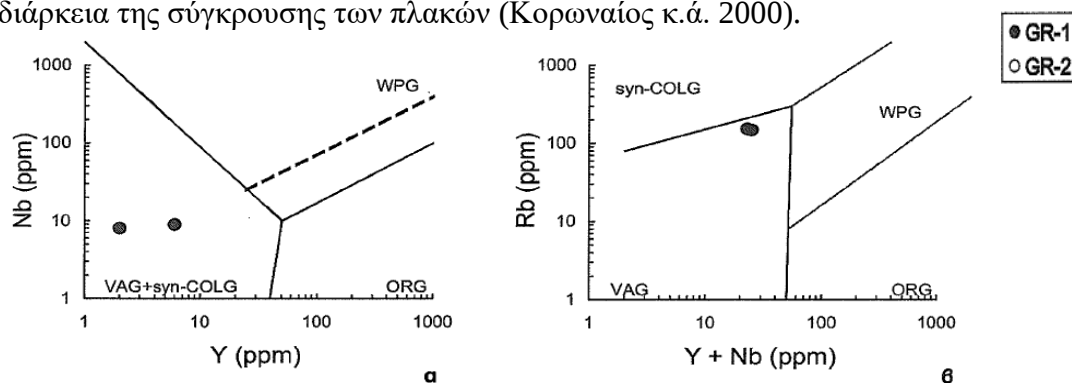
- Ένας μοσχοβιτικός – βιοτιτικός αδρόκοκκος γρανίτης έως γρανοδιορίτης (GR – 1) και
- Ένας (βιοτιτικός) – μοσχοβιτικός λεπτόκοκκος έως μεσόκοκκος γρανίτης έως γρανοδιορίτης (GR – 2).

Ακόμα, υπάρχουν και λίγες απλιτικές φλέβες (Κορωναίους κ.ά. 2000).

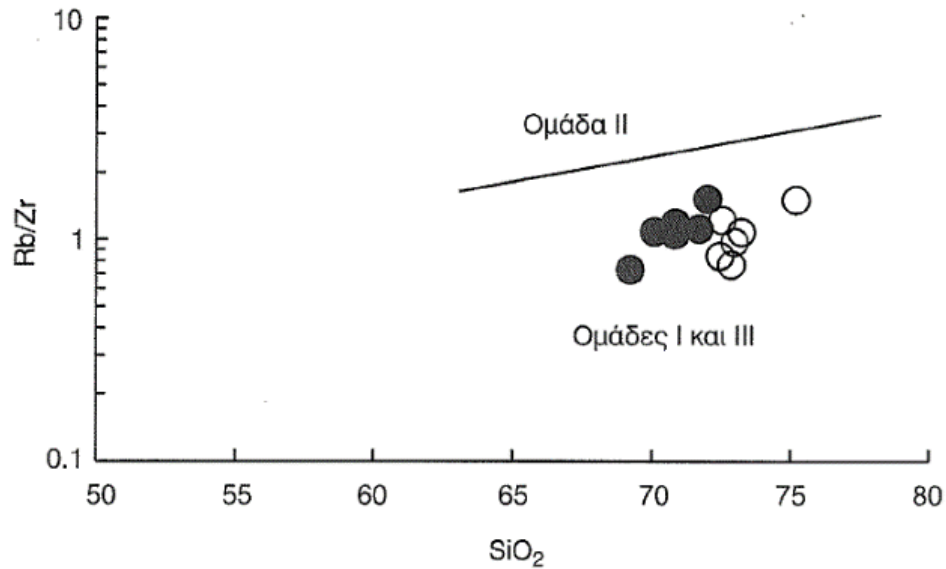
Ο πρώτος πετρογραφικός τύπος περιέχει χαλαζία, μικροκλινή, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και μοσχοβίτη. Τα επουσιώδη ορυκτά του είναι γρανάτης, τιτανίτης, απατίτης, αλλανίτης, ζirkόνιο και μαγνησίτης. Ο δεύτερος συνίσταται από χαλαζία, καλιούχους άστριους, πλαγιόκλαστο και μοσχοβίτη, με επουσιώδη ορυκτά βιοτίτη, γρανάτη, τιτανίτη, ζirkόνιο, απατίτη, αλλανίτη και μαγνησίτη (Κορωναίους κ.ά. 2000).

Όσον αφορά τον χαρακτήρα των πετρωμάτων είναι ασβεσταλκαλικός και ακόμα χαρακτηρίζονται ως ελαφρά υπεραργιλικά (Κορωναίους κ.ά. 2000).

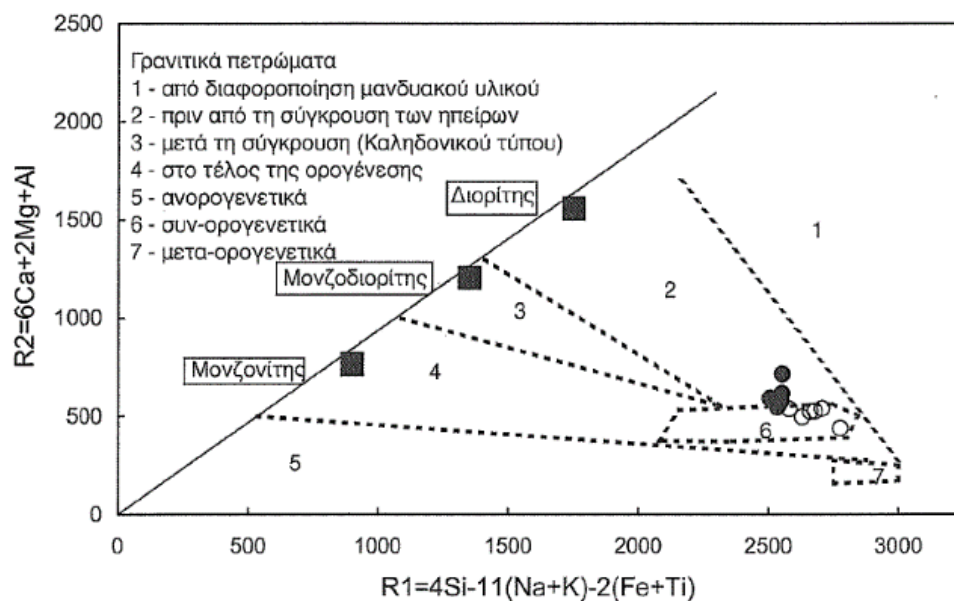
Το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των παραπάνω πετρογραφικών τύπων είναι ηφαιστειακό τόξο. Αυτό φαίνεται στα παρακάτω διαγράμματα Nb – Y (Σχ. 3.2.2.1.2.α) και Rb – Y + Nb (Σχήμα 3.2.2.1.2.β), στα οποία προβλήθηκαν δείγματα του πρώτου πετρογραφικού τύπου. Στο διάγραμμα Rb/Zr – SiO_2 (κατά Harris et al. 1986) (Σχ. 3.2.2.1.3), τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών που δημιουργήθηκαν πριν και μετά τη σύγκρουση των πλακών. Τέλος, στο διάγραμμα R2 – R1 κατά Batchelor & Bowden (1985) (Σχ. 3.2.2.1.4), ο πετρογραφικός τύπος GR – 1 προβάλλεται στο πεδίο των γρανιτών που σχηματίστηκαν σε ηφαιστειακό τόξο και ο GR – 2 στο πεδίο των ανατηκτικών γρανιτών που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια της σύγκρουσης των πλακών (Κορωναίους κ.ά. 2000).



Σχήμα 3.2.2.1 2 Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων της Καστανιάς στα διαγράμματα α) Nb – Y και β) Rb – Y + Nb (Pearce et al. 1984). (ORG): γρανίτες μεσοωκεάνιας ράχης, (VAG): γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, (WPG): ενδοπλακικοί γρανίτες, (syn – COLG): γρανίτες περιοχών σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών (Κορωναίους κ.ά. 2000).



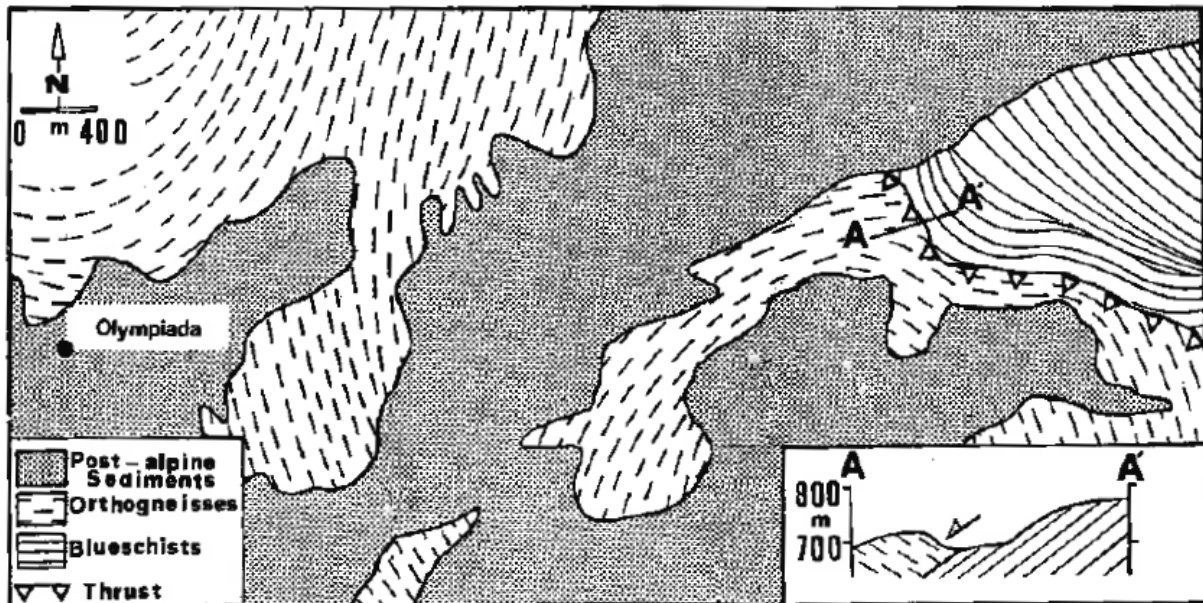
Σχήμα 3.2.2.1 3 Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων της Καστανιάς στο διάγραμμα Rb/Zr – SiO₂ (Harris et al. 1986). Ομάδα I και III: γρανίτες πριν και μετά τη σύγκρουση αντίστοιχα, Ομάδα II: συντεκτονικοί γρανίτες (Κορωνάιος κ.ά. 2000).



Σχήμα 3.2.2.1 4 Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων της Καστανιάς στο διάγραμμα R2 – R1 (Batchelor & Bowden 1985) (Κορωνάιος κ.ά. 2000).

3.1.2.1. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Ολυμπιάδας»

Νότια του Ολύμπου, στην περιοχή του χωριού Ολυμπιάδα, μέσα στην ενότητα «Πιέρια» έχει διεισδύσει, ο ομώνυμος με το χωριό, πλουτωνικός όγκος. Αυτά, τα γρανιτικά πετρώματα βρίσκονται με τεκτονική επαφή πάνω στην ενότητα «Αμπελάκια» (Pe – Piper et al. 1993a).



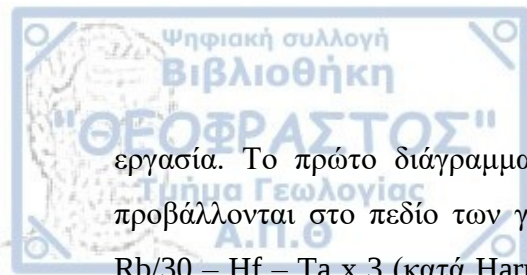
Σχήμα 3.2.2.2 1 Γεωλογικός χάρτης και τομή από την περιοχή της Ολυμπιάδας. Στους «Orthogneisses» περιέχονται και τα μη – παραμορφωμένα γρανιτικά πετρώματα της ενότητας «Πιέρια». Οι «Blueschists» είναι της ενότητας «Αμπελάκια» (Pe – Piper et al. 1993a).

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν από τους Pe – Piper et al. (1993a) και το SiO_2 κυμαίνεται από 47,4 έως 68,2%.

Σύμφωνα με τους Pingot (1988) και Schermer et al. (1989) (από Pe – Piper et al. 1993a) τα πετρώματα έχουν μεταμορφωθεί συνθήκες πρσινοσχιστολιθικής έως γλαυκοφανιτικής φάσης κατά το Μέσο Κρητιδικό και σε γλαυκοφανιτικές συνθήκες στο Μέσο Ηώκαινο.

Οι κυριότεροι πετρογραφικοί τύποι είναι γρανοδιορίτες και τοναλίτες, ενώ υπάρχουν και γρανίτες, μονζοδιορίτες και απλίτες. Ακόμα, τα πετρώματα κόβουν απλιτικές φλέβες και σε κάποιες περιοχές φλέβες με σύσταση τραχυανδεσίτη. Επιπλέον, υπάρχουν εγκλείσματα μονζοδιοριτικής σύστασης (Streckeisen and Le Maitre 1979 από Pe – Piper et al. 1993a). Οι γρανοδιορίτες αποτελούνται από πλαγιόκλαστο, καλιούχους άστριους, χαλαζία, κεροστίλβη, βιοτίτη, αλλανίτη, επίδοτο, τιτανίτη και απατίτη. Επίσης, αξίζει να αναφερθεί πως τα ένα ποσοστό των παραπάνω πετρωμάτων έχουν μεταμορφωθεί σε οφθαλμογενεύσιους, πρσινοσχιστόλιθους και γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους (Pe – Piper et al. 1993a).

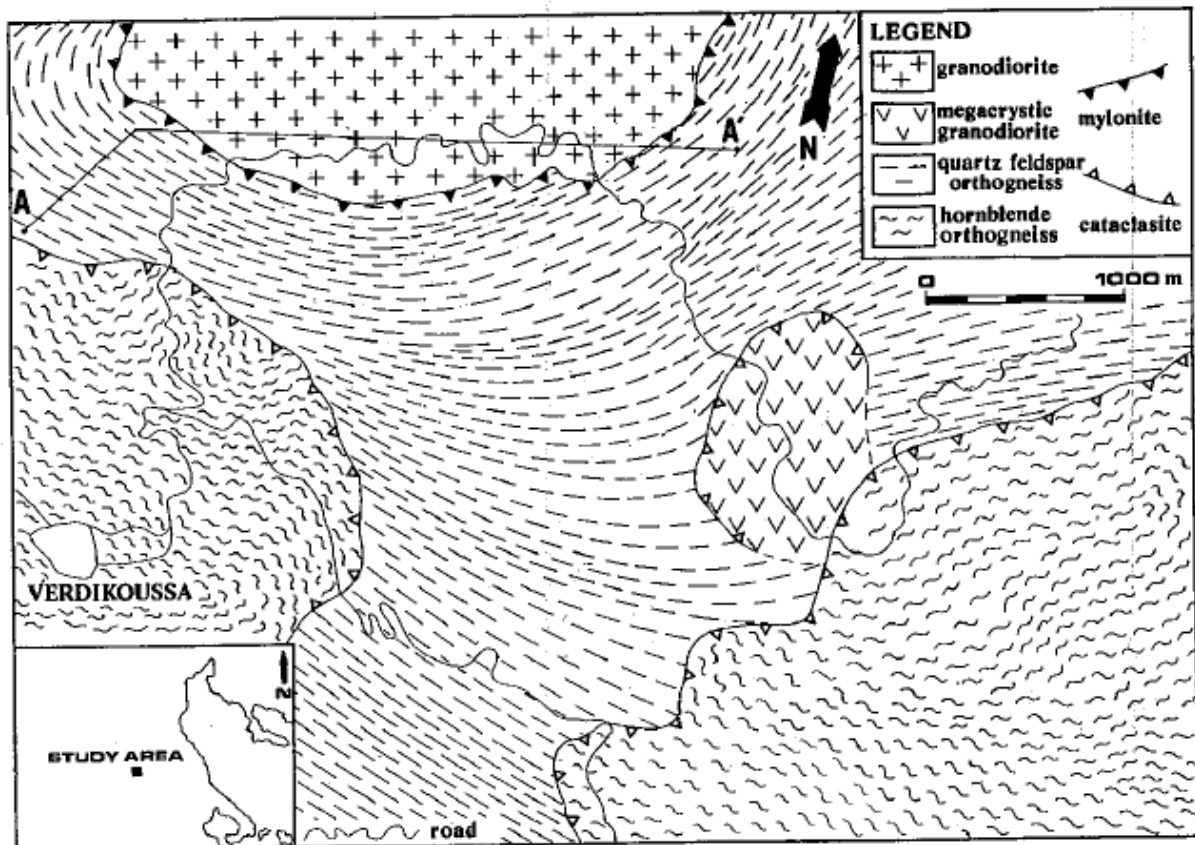
Για την εύρεση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού των πετρωμάτων, οι Pe – Piper et al. (1993a), έκαναν δυο είδη διαγραμμάτων που δεν παρουσιάζονται στην παρούσα



εργασία. Το πρώτο διάγραμμα είναι κατά Pearce et al. (1984) στο οποίο τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου. Το δεύτερο διάγραμμα είναι Rb/30 – Hf – Ta x 3 (κατά Harris et al. 1986), όπου σε αυτό τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου, αλλά και στο όριο μεταξύ μετα – ορογενετικών γρανιτών και γρανιτών ηφαιστειακού τόξου. Ακόμα, τα πλουτωνικά πετρώματα είναι υπεραργιλικά.

3.1.2.2. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Βερδικούσας»

Ο πλουτωνίτης στην περιοχή της Βερδικούσας αποτελείται κυρίως από γρανοδιορίτη, γρανίτη, διορίτη και κεροστιλβικό γάββρο (Pe – Piper et al. 1993b). Τα πετρώματα έχουν διεισδύσει σε αμφιβολιτικούς γενέσιους (Μουντράκης 1984 από Pe – Piper et al. 1993b) και σε μια κλαστική μετα – ιζηματογενή σειρά (Kiliyas & Mountrakis 1987 από Pe – Piper et al. 1993b).



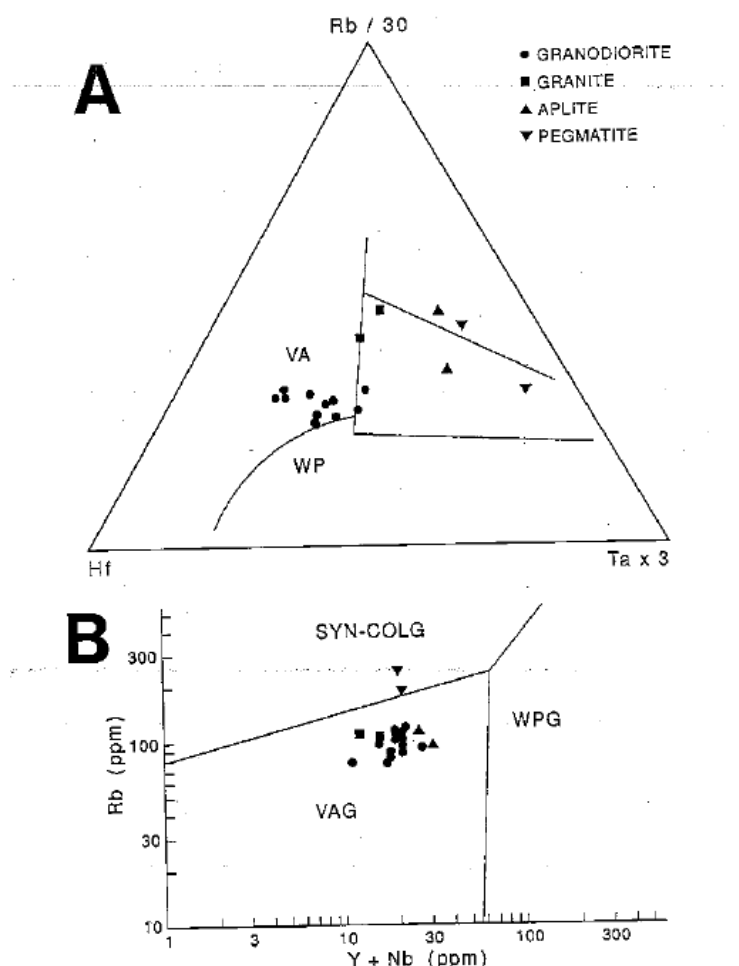
Σχήμα 3.2.2.3 1 Γεωλογικός χάρτης του νοτιότερου τμήματος της Βερδικούσας. Η περιοχή μελέτης φαίνεται στο χάρτη (Pe – Piper et al. 1993b).

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν από τους Pe – Piper et al. (1993b) είναι 14 και 3 από τους Katerinopoulos et al. (1998). Το SiO₂ του είναι από 46,1 έως 74,2%.

Όπως προαναφέρθηκε οι πετρογραφικοί τύποι είναι γρανοδιορίτης, γρανίτης, διορίτης, κεροστιλβικός γάββρος, ακόμα υπάρχουν απλίτες και πηγματίτες, με κάποιους από τους τύπους να έχουν μεταμορφωθεί σε ορθογενέσιους και οφθαλμογενέσιους. Ο κύριος τύπος είναι ο πορφυριτικός γρανοδιορίτης, ο οποίος έχει φαινοκρύσταλλους καλιούχου άστριου, πλαγιόκλαστου, χαλαζία και βιοτίτη. Τα επουσιώδη ορυκτά είναι αλλανίτης, επίδοτο, τιτανίτης, σιδηρο – τιτανιούχα οξείδια, απατίτης, ζirkόνιο και μοναζίτης. Την ίδια σύσταση

έχουν και οι γρανίτες, αλλά με διαφορετικά ποσοστά και έλλειψη μαγματικού επιδότου (Pe – Piper et al. 1993b).

Όσον αφορά την προέλευση των πετρωμάτων, οι Pe – Piper et al. (1993b) χρησιμοποίησαν διαγράμματα Rb vs. Y + Nb (Σχ. 3.2.2.3.2.B), στα οποία τα γρανιτοειδή βρίσκονται στο πεδίο των γρανιτών που σχηματίστηκαν σε ηφαιστειακό τόξο, με μόνο κάποιους πηγματίτες να προβάλλονται στο πεδίο των συν – ορογενετικών γρανιτών. Ακόμα έγινε διάγραμμα Rb – Hf – Ta, όπου και σε αυτό τα περισσότερα δείγματα γρανοδιορίτη προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου. Οι πηγματίτες και οι απλίτες, που έχουν υψηλή περιεκτικότητα σε Ta, βρίσκονται στο πεδίο των μετα – ορογενετικών γρανιτών (Σχ. 3.2.2.3.2.A) Αυτό, ίσως, οφείλεται στην εμπλουτισμό που έγινε στο τελευταίο στάδιο. Επιπλέον, όλα τα γρανιτοειδή είναι ελαφρώς υπεραργιλικά (Pe – Piper et al. 1993b).



Σχήμα 3.2.2.3 2 A: Διάγραμμα ταξινόμησης Rb/30 – Hf – Ta x 3. VA: γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, WP: ενδοπλακικοί γρανίτες (κατά Harris et al. 1986)

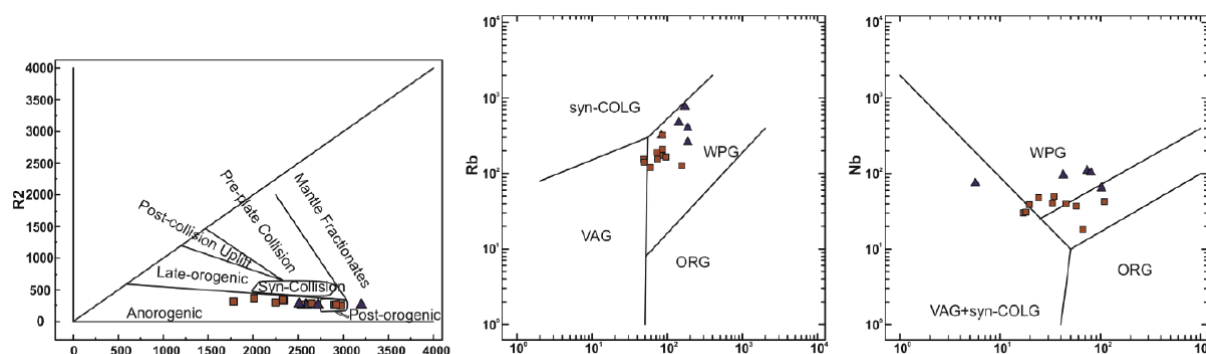
B: Διάγραμμα ταξινόμησης Rb vs. Y + Nb. VAG: γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες και SYN – COLG: συν – ορογενετικοί γρανίτες (κατά Pearce et al. 1984).

(Pe – Piper et al. 1993b).

3.1.2.3. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Δεσκάτης»

Στην περιοχή της Δεσκάτης, μέσα στους σχιστόλιθους και τους οφθαλμογενεύσιους, που ανήκουν στη μάζα Πιερίων – Καμβουνίων, έχει διεισδύσει ένα πλουτωνίτης Άνω Παλαιοζωϊκής ηλικίας (Κορωνάιος κ.ά. 2015).

Ο πετρογραφικός τύπος είναι άλκαλι – γρανίτης και συνίστανται από καλιούχο άστριο (μικροκλινή), χαλαζία, πλαγιόκλαστο, μάλλον μετα – τεκτονικό μοσχοβίτη και βιοτίτη, συνήθως σαν επουσιώδες.



Σχήμα 3.2.2.4 1 Προβολή των δειγμάτων στα διαγράμματα R1 – R2 (κατά Batchelor & Bowden 1985), Rb – (Y + Nb) και Nb – Y (κατά Pearce et al. 1984). Syn – COLG: Γρανίτες σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών, WPG: Ενδοπλακικοί γρανίτες, VAG: Γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, ORG: Γρανίτες μεσοωκεάνιας ράχης (Κορωνάιος κ.ά. 2015).

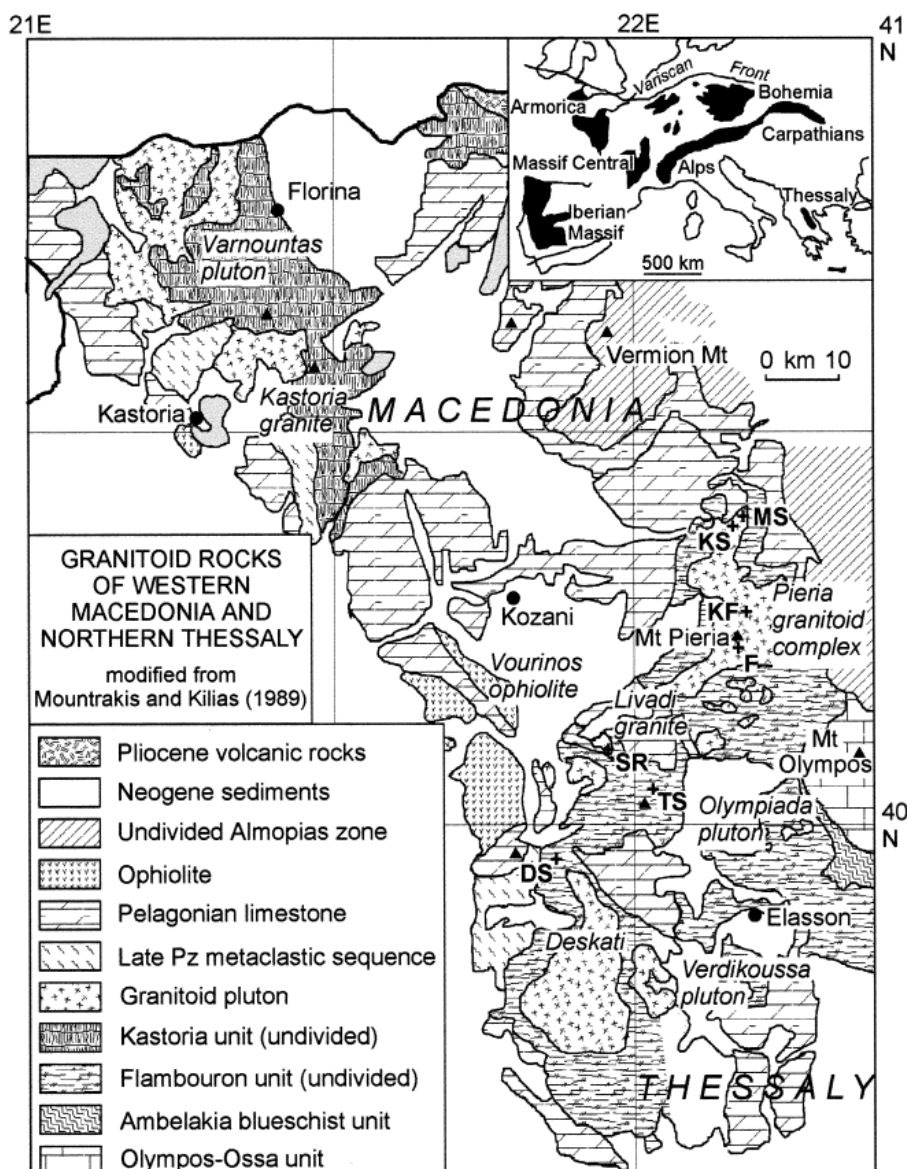
Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν για τη σύγκριση είναι 25, εκ των οποίων τα 15 είναι αδημοσίευτα δεδομένα από τους Koroneos et al., τα 9 από τους Katerinopoulos et al. (1994) και 1 από τους Kotopoulou et al. (2000). Το περιεχόμενο τους σε SiO₂ κυμαίνεται από 70,6 έως 78,6%, χαρακτηρίζονται ως υπεραργιλικά και ως Α – τύπου γρανίτες (Κορωνάιος κ.ά. 2015).

Σύμφωνα με το διάγραμμα R1 – R2 (κατά Batchelor & Bowden 1985), τα δείγματα βρίσκονται στο πεδίο των ανω – ορογενετικών γρανιτών, ενώ στα διαγράμματα κατά Pearce et al. (1984) τα περισσότερα προβάλλονται στο πεδίο των ενδοπλακικών γρανιτών, με κάποια να είναι στο πεδίο των γρανιτών με προέλευση από ηφαιστειακό τόξο και στο πεδίο των συν – ορογενετικών (Κορωνάιος κ.ά. 2015).

Ακόμα, λόγω της έλλειψης πιο βασικών πετρογραφικών τύπων και των φεμικών συστατικών, είναι πιθανόν η προέρχονται από μερική τήξη πετρωμάτων του φλοιού (Κορωνάιος κ.ά. 2015).

3.1.2.4. Γεωχημεία του πλουτωνίτη των «Πιέριων»

Ο πλουτωνίτης στην περιοχή των Πιέριων, βρίσκεται μέσα στην ενότητα του Φλάμπουρου, η οποία γενικά αποτελείται από Παλαιοζωικούς γνεύσιους, που πάνω τους υπάρχει η Περμο – Τριαδική μετα – ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά και το Τριαδικό – Ιουρασικό ανθρακικό κάλυμμα της Πελαγονικής. Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή μελέτης τα πετρώματα έχουν διεισδύσει σε γνεύσιους, που από πάνω τους υπάρχουν μάρμαρα (Kotopouli et al. 2000).



Σχήμα 3.2.2.5 1 Γεωλογικός χάρτης της Βόρειας Θεσσαλίας και της Δυτικής Μακεδονίας, Ελλάδα, απλοποιημένος από τους Kiliass and Μουντράκης 1989, με τις τοποθεσίες των δειγμάτων της εργασίας. Ένθετος χάρτης: Η κατανομή των κύριων Ερκύνιων ενοτήτων στην Κεντρική Ευρώπη και στην Ιβηρική χερσόνησο απλοποιημένη από τους Liew and Hofmann, 1988. + = τοποθεσίες δειγμάτων. F = Κορυφή του Φλάμπουρου (Όρος Πιέρια), DS = Δεσκάτη, KF = Καταφύγιο (Όρος Πιέρια), KS = Καστανιά, MS = Μικρή Σάντα, SR = Σαραντάπορο, TS = Όρος Καμβούνια (Kotopouli et al. 2000).

Οι πετρογραφικοί τύποι είναι μεσοκρατικοί έως λευκοκρατικοί γρανοδιορίτες και γρανίτες, με φλέβες πηγματίτη και απλίτη. Τα ορυκτά των πετρωμάτων είναι πλαγιόκλαστο, μικροκλινής, χαλαζίας και βιοτίτης, με επουσιώδη ορυκτά αλλανίτη, απατίτη, τιτανίτη. Ακόμα, υπάρχουν και κάποια μετα – μαφικά σώματα που το κύριο ορυκτό τους είναι η κεροστίλβη. Επίσης, έχουν τιτανίτη, απατίτη, γρανάτη και πλαγιόκλαστο (Kotopouli et al. 2000).

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν από τους Kotopouli et al. (2000) στο σύνολο είναι 19, εκ των οποίων τα 11 είναι από την περιοχή του Φλάμπουρου, τα 3 από το Καταφύγιο. Ακόμα, υπάρχουν 3 δείγματα από το Λιβιάδι, 1 από τα Καμβούνια και 1 από το Σαραντάπορο. Το περιεχόμενο σε SiO_2 , των παραπάνω δειγμάτων, κυμαίνεται από 46,9 έως 81,9%.

Σε διαγράμματα ταξινόμησης Rb vs. Y + Nb (κατά Pearce et al. 1984), τα δείγματα προβάλλονται στο ανώτερο μέρος του πεδίου των γρανιτών με προέλευση από ηφαιστειακό τόξο και στο διάγραμμα AFM ακολουθούν μια ασβεσταλκαλική τάση (Τα διαγράμματα δεν παρουσιάζονται στην παρούσα εργασία). Ακόμα, τα γρανιτοειδή χαρακτηρίζονται ως I – τύπου και ο λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ παίρνει τιμές από 0.71067 έως 0.71397 (Yarwood 1978 από Kotopouli et al. 2000).

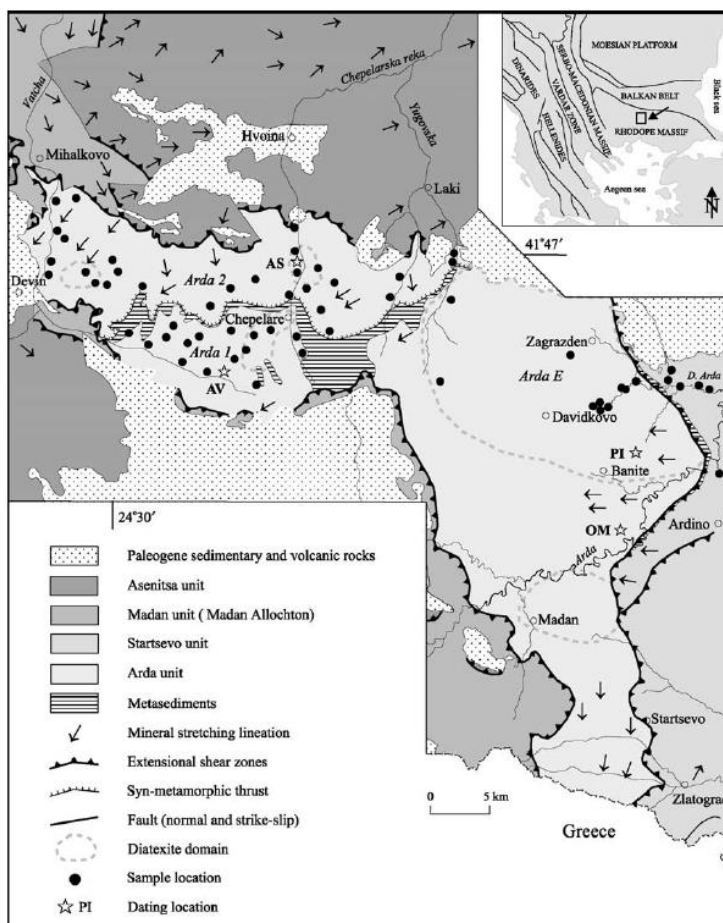
3.2.1. Γεωχημεία του πλουτωνίτη του «Άρδα» και του «Startsevo»

Η ενότητα του Άρδα βρίσκεται στη μάζα της Ροδόπης και πιο συγκεκριμένα στα σύνορα Ελλάδας – Βουλγαρίας (Σχ. 3.3.1.1). Τα 55 δείγματα προέρχονται από τις Cherneva and Georgieva (2005) και το SiO_2 κυμαίνεται από 61,79 έως 76%. Αποτελείται από μιγματιτικούς ορθογενείς, που κυμαίνονται από μετατεξίτες μέχρι διατεξίτες, με τους τελευταίους να εμφανίζονται κυρίως στο ανατολικό μέρος της ενότητας. Έχουν διεισδύσει σε μετα-ιζηματογενή και μετα-βασικά πετρώματα, όπου η παραμόρφωση έχει εξαλείψει την επαφή τους (Cherneva and Georgieva 2005).

Χωρίζεται σε υποενότητες, την κατώτερη «Άρδα 1» και την ανώτερη «Άρδα 2», από μια ζώνη διάτμησης. Ακόμα υπάρχει μια υποενότητα «Άρδα Ε», η οποία βρίσκεται στα ανατολικά.

Η χρονολόγηση που έγινε, με μέθοδο U – Pb, σε ζirkόνια από αμφιβολιτικό ορθογενές της «Άρδα 1», έδωσε ηλικίες Τριαδικού, 210 – 240 Ma (Arnaudov et al. 1989 από Cherneva and Georgieva 2005). Όμως, νέες χρονολογήσεις (Arkadaskiy et al. 2000, 2003, Peytcheva et al. 2000, 2004, Ovtcharova et al. 2002 από Cherneva and Georgieva 2005), που έγιναν στις υποενότητες «Arda 2» και «Arda E», έδωσαν:

- Ερκύνιες ηλικίες (300-311 Ma) για κληρονομημένο ζirkόνιο με ζώνωση.
- Ηωκαινικές ηλικίες (37–38 Ma) για μοναζίτη από διμαρμαρυγικό ανατηκτικούς γρανίτες, και για ζirkόνιο από λευκόσωμα.

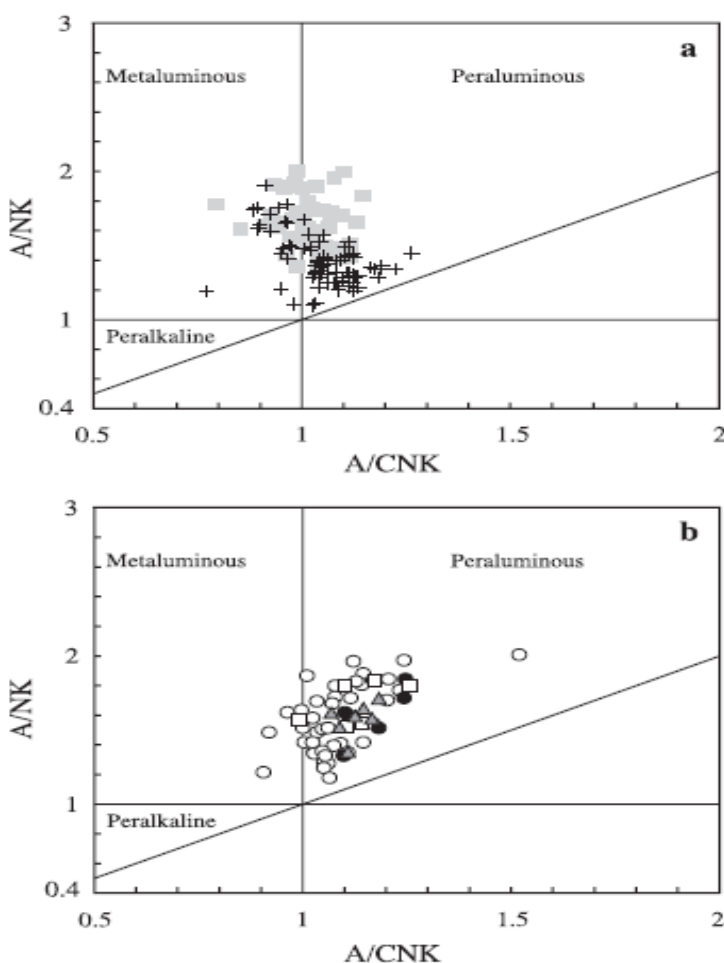


Σχήμα 3.2.1. 1 Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης στην Κεντρική Ροδόπη από τους Ivanov et al. (2000) και Sarov et al. (2004). Age data: AV=Arnaudov et al. (1989), AS=Arkadaskiy et al. (2000), OM=Ovtcharova et al. (2002); PI=Peytcheva et al. (2004) (από Cherneva and Georgieva 2005).

Είναι αξιοσημείωτο, ότι τα κληρονομημένα Ερκύνια ζirkόνιο βρίσκονται σε όλα τα δείγματα, ενώ αυτά του Ηωκαίνου είναι εξαιρετικά σπάνια (Cherneva et al. 2002 από Cherneva and Georgieva 2005). Όσον αφορά την προέλευση και την ηλικία τους, η ασθενής κυματοειδής ζώνωση και η έλλειψη των κληρονομημένων πυρήνων, υποδηλώνει ότι δημιουργήθηκαν από μερική τήξη πετρωμάτων (Cherneva et al. 2003a από Cherneva and Georgieva 2005).

Ο αρχικός λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ από τους Zagorchev and Moorbath (1986) και Peytcheva et al. (2004), για τους βιοτιτικούς ορθογνεύσιους της ενότητας Άρδα, παίρνει τιμές από 0.7061 έως 0.7092 (από Cherneva and Georgieva 2005). Οι Cherneva et al. (1991) βρήκαν τις χαμηλότερες τιμές (0.7053 έως 0.7056) για τους αμφιβολιτικούς ορθογνεύσιους της «Arda 1», οι οποίοι προέρχονται από γρανίτες Ι – τύπου, σύμφωνα γεωχημικά δεδομένα (McCulloch and Chappell 1982) (από Cherneva and Georgieva 2005). Ακόμα, οι υψηλότεροι αρχικοί λόγοι (0.7101–0.7118) περιορίζονται στα δείγματα διατεξίτη των υποενοτήτων «Arda 2» και «Arda E» (από Cherneva and Georgieva 2005).

+ Arda 1 metatexite ▲ Arda E diatexite ○ Arda 1 and Arda 2 diatexite
■ Arda 2 metatexite □ Startsevo diatexite ● Anatectic granite



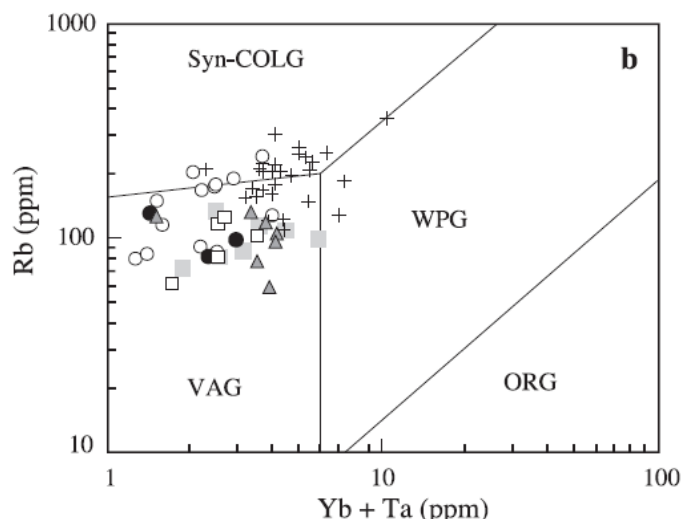
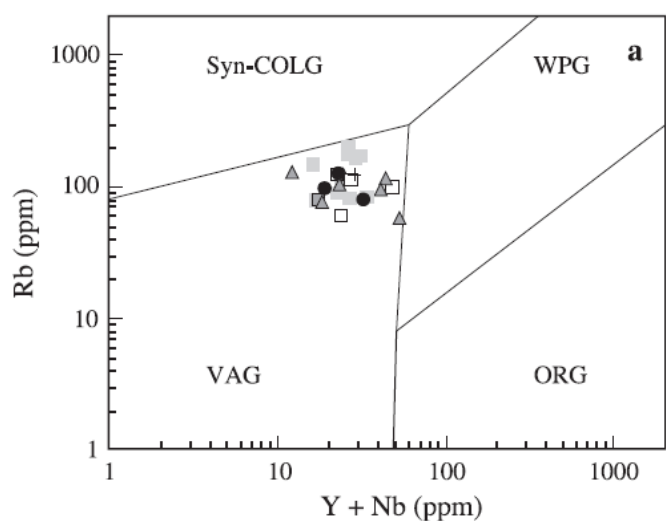
Τα πετρώματα της ενότητας Άρδα, έχουν επηρεαστεί από μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης και μιγματιττώση. Τα ορυκτά των χαλαζιούχων – αστριούχων γνεύσιων είναι σταθερά κάτω από ένα μεγάλο εύρος συνθηκών P-T και επομένως η ορυκτολογία των ορθογνεύσιων δεν παρέχει πληροφορίες σχετικά με τις συνθήκες μεταμόρφωσης, πριν από τον μιγματιττώση (Cherneva and Georgieva 2005).

Σχήμα 3.2.1. 2 Διάγραμμα A/CNK - A/NK για δείγματα ορθογνεύσιων. (a) Μετατεξίτες. (b) Διατεξίτες και ανατεκτικοί γρανίτες (από Cherneva and Georgieva 2005).

Σύμφωνα με τις Cherneva and Georgieva (2005), τα πετρώματα αποτελούνται από βιοτίτη, πλαγιόκλαστο, καλιούχο άστριο και χαλαζία, με αμφίβολο στους αμφιβολιτικούς ορθογνεύσιους και μοσχοβίτη στους διμαρμαρυγιακούς. Ο απλιτικός ορθογνεύσιος περιέχει μικρές ποσότητες βιοτίτη ή/και μοσχοβίτη.

Όσον αφορά τη γεωχημεία των πετρωμάτων, οι Cherneva and Georgieva (2005) τα χαρακτηρίζουν ως ασβεσταλκαλικού τύπου.

Οι αμφιβολιτικοί και βιοτιτικοί ορθογνεύσιοι κυμαίνονται από μεταργλικούς έως υπεραργλικούς, ενώ οι περισσότεροι διμαρμαρυγιακοί και απλιτικοί ορθογνεύσιοι είναι υπεραργλικοί. Η πλειονότητα από τους μετατεξίτες της υποενότητας «Άρδα 1» εμφανίζει αύξηση A/CNK με ταυτόχρονη μείωση A/NK, από μεταργλικό γρανοδιορίτη σε υπεραργλικό φελσιτικό γρανίτη, σηματοδοτώντας έτσι μια μαγματική διαφοροποίηση (Σχ. 3.3.1.2.a). Αν και οι μετατεξίτες της «Άρδα 2» δεν έχουν παρόμοια τάση, επικαλύπτουν εν μέρει τα δείγματα της προηγούμενης. Ωστόσο, όλα τα δείγματα ζώνης του διατεξίτη αποκλίνουν προς υψηλότερους λόγους A/NK και A/CNK (Σχ. 3.3.1.2.b). Παρόμοια, αν και πιο έντονη, είναι η



απόκλιση του εμπλουτισμένου σε βιοτίτη, μελανοσώματος του μετατεξίτη (Cherneva and Daieva 1986 και Cherneva et al. 1995 από Cherneva and Georgieva 2005). Αυτό υποστηρίζει την υπόθεση, ότι η τάση διαφοροποίησης των πρωτολίθων διαταράχθηκε από τον μιγματισμό (Cherneva and Georgieva 2005).

Δεδομένα για το Nb, είναι διαθέσιμα μόνο για περιορισμένο αριθμό δειγμάτων, από τις ανατολικές

Σχήμα 3.2.1. 3 Διαγράμματα από τους Pearce et al. (1984). (a) (Y+Nb) vs. Rb. (b) (Yb+Ta) vs. Rb.

Πεδία: syn-COLG = συν-ορογενετικοί υπεραργλικοί λευκογρανίτες, VAG = γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, WPG = ενδοπλακικοί γρανίτες, ORG = γρανίτες μεσοωκεάνιας ράχης (από Cherneva and Georgieva 2005).

περιοχές των «Άρδα 2», «Άρδα Ε» και «Startsevo». Εκεί, οι συγκεντρώσεις, κυμαίνονται από 4,5 έως 14,9 ppm. Μεταξύ αυτών των δειγμάτων, οι περισσότεροι διατεζίτες της «Άρδα Ε» και της «Startsevo» έχουν υψηλότερες συγκεντρώσεις σε Ta κι επομένως χαμηλότερους λόγους Nb/Ta (<10), έτσι ώστε να θεωρούνται συν-ορογενετικοί υπεραργιλικοί λευκογρανίτες από τους Harris et al. (1986) (από Cherneva and Georgieva 2005). Όλοι οι μετατεζίτες και οι διατεζίτες έχουν σχετικά χαμηλές τιμές $Y + Nb$ και $Yb + Ta$, και τοποθετούνται στις αριστερές πλευρές των διαγραμμάτων (Σχ. 3.3.1.3.). Πιο συγκεκριμένα συγκεντρώνονται στο πεδίο των γρανιτών που σχηματίστηκαν σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Τα πιο όξινα δείγματα μετατεζίτη της «Άρδα 1», καθώς και μερικά δείγματα διατεζίτη της «Άρδα 2», αποκλίνουν προς το πεδίο των συν-ορογενετικών γρανιτών, λόγω του πιο έντονου εμπλουτισμού σε Rb (Σχ. 3.3.1.3.b.) (Cherneva and Georgieva 2005). Τα περισσότερα δείγματα της «Άρδα 1» βρίσκονται στο πεδίο των μετα – ορογενετικών ή προ – ορογενετικών λευκογρανιτών, ενώ κάποιο ορθογενέσιιο που είναι εμπλουτισμένο σε Rb, αποκλίνουν προς το πεδίο των συν-ορογενετικών υπεραργιλικών λευκογρανιτών. Όλα τα δείγματα της υπενότητας «Άρδα 2», τόσο οι μετατεζίτες όσο και οι διατεζίτες, τοποθετούνται στο πεδίο των γρανιτών με προέλευση από ηφαιστειακό τόξο, λόγω υψηλότερων συγκεντρώσεων Hf. Ωστόσο, τα δείγματα διατεζίτη σε αυτήν την ομάδα έχουν υψηλότερες συγκεντρώσεις Rb. Όσον αφορά τις υποενότητες «Άρδα Ε» και «Startsevo», οι διατεζίτες και οι ανατηκτικοί γρανίτες παρουσιάζουν μεγαλύτερες μεταβολές Ta/Hf σε σύγκριση με τους υπόλοιπους ορθογενέσιους, συνεπώς, βρίσκονται σε πεδία διαφορετικών τεκτονικών περιβαλλόντων (Γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, μετα – ορογενετικών ή προ – ορογενετικών λευκογρανιτών και ενδοπλακικών γρανιτών). Οι Harris et al. (1986) (από Cherneva and Georgieva 2005) σημειώνουν ότι το Hf είναι πιο δυσκίνητο από το Ta κατά την αρχική μερική τήξη και τα τήγματα ($<40\%$) θα μπορούσαν να έχουν υψηλότερους λόγους Ta/Hf από την πηγή τους.

3.2.2. Γεωχημεία του πλουτωνίτη των «Πατερμά – Άδα, Δρασιά – Σμιγιάδα – Κύμη και Μέγα Δέρειο – Σιδηρώ»

Στη «Rhodope Terrane» ανήκουν πολλοί πλουτωνικοί όγκοι που έχουν μελετηθεί από τους Cornelius (2008), Philippe Turpaud (2006) και Peytcheva et al. 2004, ενώ στη «Thracia Terrane» αναφέρθηκαν οι δυο πρώτοι.

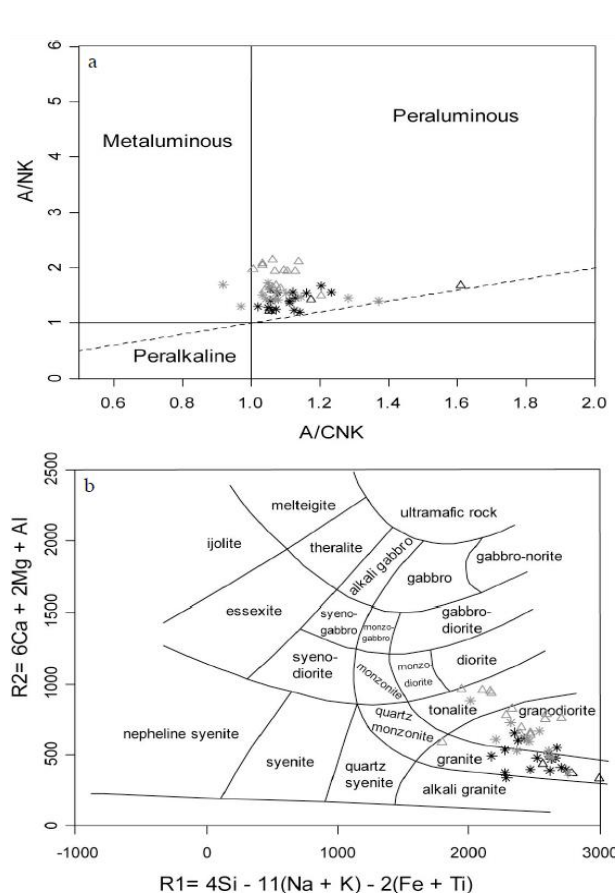
Τα δείγματα από τους ορθογενέσιους της Cornelius (2008), λήφθηκαν από τομές που βρίσκονται κοντά στα Πατερμά – Άδα, Δρασιά – Σμιγιάδα – Κύμη και Μέγα Δέρειο – Σιδηρώ. Οι ορθογενέσιοι αποτελούνται από χαλαζία, καλιούχο άσπριο, πλαγιόκλαστο, μαρμαρυγίες,

χλωρίτη. Σε κάποια δείγματα βρέθηκαν ζοϊσίτης, γρανάτης, απατίτης και ασβεστίτης.

Η πιο συχνή ποικιλία ορθογενέσιων της «Thracia Terrane» είναι ένας τεφρός οφθαλμογενέσιος με φολίδωση, την οποία ορίζουν μαρμαρυγίες. Συγκεκριμένα, οι περισσότεροι γενέσιοι περιέχουν βιοτίτη και μοσχοβίτη,

Η ανάλυση των πετρωμάτων έγινε με XRF και LA-ICPMS, η χρονολόγηση με μέθοδο LA-SF-ICPMS και σε δυο δείγματα έγινε και με SHRIMP II. Συνολικά τα δείγματα είναι 22, εκ των οποίων τα 17 είναι από τη «Rhodope Terrane» και τα υπόλοιπα από τη «Thracia Terrane». Στα διαγράμματα, τα σύμβολα που αντιπροσωπεύουν τους ορθογενέσιους της εργασίας είναι τα μαύρα. Τα γκρι συμβολίζουν ορθογενέσιους Ιουρασικής ηλικίας.

Η Cornelius (2008), τονίζει ότι τα πετρώματα έχουν επηρεαστεί από

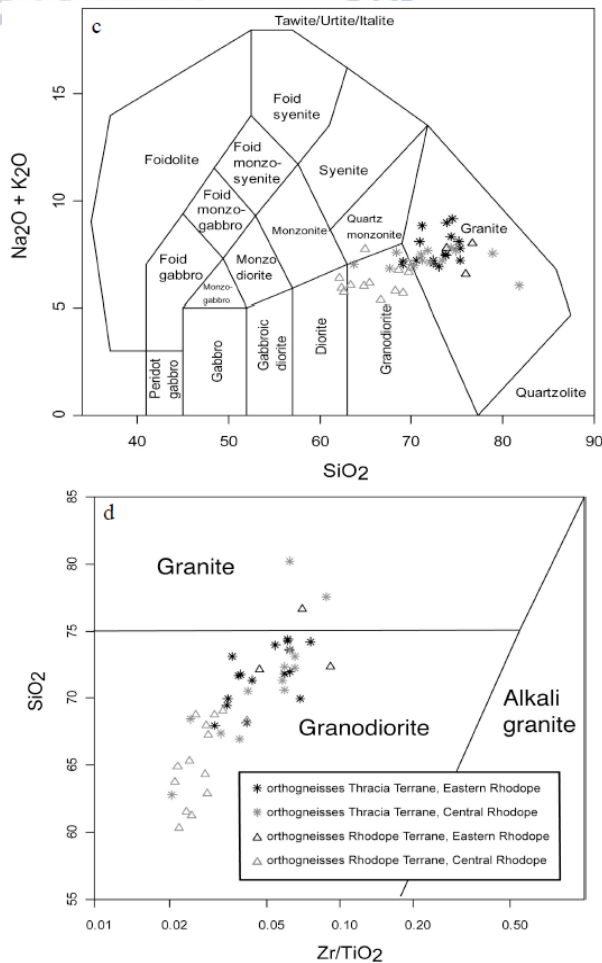


Σχήμα 3.2.2. 1 a-b Γεωχημικά διαγράμματα για τους ορθογενέσιους της Κεντρικής και Ανατολικής Ροδόπης: α) Διάγραμμα για τον γρανιτικό πρωτόλιθο από τον Shand (1943). β) Διάγραμμα ταξινόμησης R1-R2 από τους De la Roche et al. (1980) (από Cornelius 2008).

τουλάχιστον ένα μεταμορφικό γεγονός αμφιβολιτικής φάσης, κατά το οποίο κινητοποιήθηκαν κάποια στοιχεία, κυρίως τα πιο ευκίνητα LILE.

Στη μικροσκοπικής κλίμακας μελέτη που έγινε στα πετρώματα παρατηρήθηκε μια ελαφριά σερίκιτιωση στους καλιούχους άστριους και στα πλαγιόκλαστα, ενώ οι βιοτίτες είναι

έντονα χλωριτωμένοι. Επομένως, είναι πιθανό οι τιμές Na και K να μην είναι ακριβείς (Cornelius 2008).



Σχήμα 3.2.2. 2 c-d Γεωχημικά διαγράμματα ταξινόμησης για τους ορθογενέσιους της Κεντρικής και Ανατολικής Ροδόπης: c) Διάγραμμα TAS του Cox et al. (1979) από τους Le Bas et al. (1986). d) Διάγραμμα SiO₂ vs. Zr/TiO₂ από τους Winchester and Floyd (1977). Τα δεδομένα για την Κεντρική Ροδόπη είναι από τον Turpaud (2006) (από Cornelius 2008).

από τους Le Bas et al. 1986) (Σχ. 3.2.2.2.c) η πλειοψηφία των δειγμάτων από την Ανατολική Ροδόπη μπορεί να ταξινομηθεί ως γρανίτες και μόνο λίγα ως γρανοδιωρίτες, ενώ στο διάγραμμα SiO₂ vs. Zr / TiO₂ (Σχ. 3.2.2.2.d) ταξινομούνται ως επί το πλείστον ως γρανοδιωρίτες (Winchester και Floyd 1977) (Cornelius 2008).

Το «Σχήμα 3.2.2.3.α» δείχνει ότι οι περισσότεροι από τους ορθογενέσιους της Μάζας της Ροδόπης είναι μαγνησιούχοι και μόνο λίγοι από τη «Thracia Terrane» είναι σιδηρούχοι (Cornelius 2008).

Γενικά, οι ορθογενέσιους χαρακτηρίζονται από μέτρια έως υψηλή περιεκτικότητα σε SiO₂ (68-74%) και μέτρια σε Al₂O₃ (13-16%). Ο λόγος A / CNK κυμαίνεται μεταξύ 1,05 και 1,62, αντίστοιχα, υποδεικνύοντας έτσι τον υπεραργιλικό χαρακτήρα των πετρωμάτων (Σχ. 3.2.2.1.a). Ακόμα, ο αρχικός λόγος ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr έχει ένα εύρος τιμών για τα δείγματα από 0,705 έως 0,716. Τα δείγματα που έχουν τιμή πάνω από 0,710 είναι το RH345 και το RH346, τιμές που είναι χαρακτηριστικές για γρανίτες S – τύπου και βρίσκονται στην περιοχή του χωριού Άδα. Γενικά, η πλειοψηφία των δειγμάτων έχει τιμές από 0,705 έως 0,709. Οι χαμηλότερες τιμές, όπως η 0,705, υποδεικνύει προέλευση από το μανδύα, ενώ οι υψηλότερες τιμές, όπως η 0,709, δείχνει ότι τα δείγματα ότι τα δείγματα περιέχουν σημαντικά ποσά φλοιϊκού υλικού (Cornelius 2008).

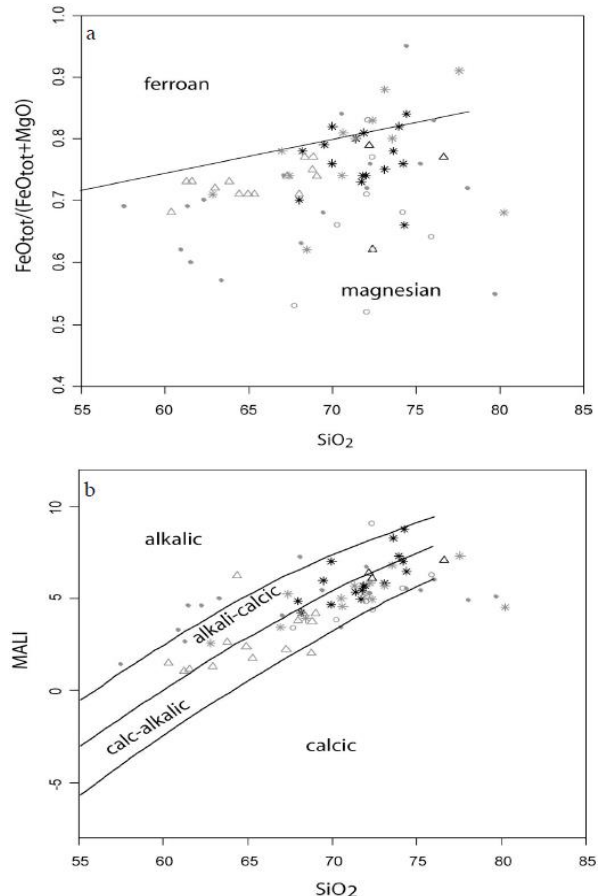
Στα διαγράμματα ταξινόμησης R1-R2 (κατά De la Roche 1980) (Σχ. 3.2.2.1.b) και στο διάγραμμα TAS (κατά Cox et al. 1979

Στο διάγραμμα MALI vs. SiO_2 οι ορθογενέσιοι βρίσκονται κυρίως στο ασβεσταλκαλικό κι επίσης στο αλκαλι-ασβεστιτικό πεδίο (Σχ. 3.2.2.3.b) (Cornelius 2008).

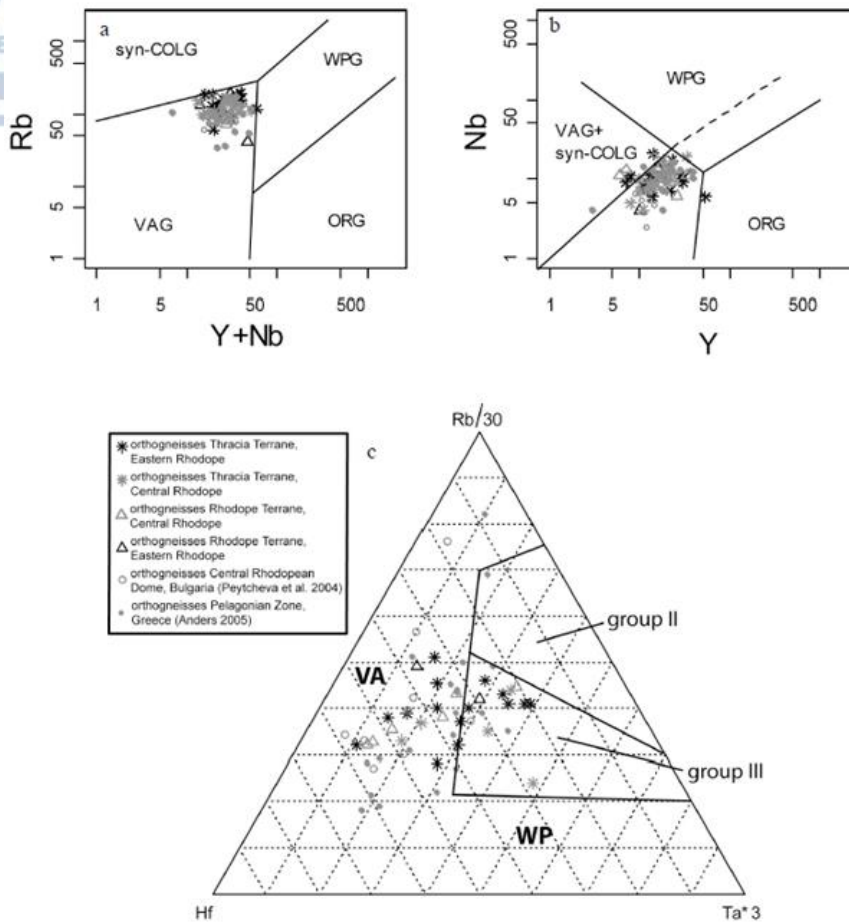
Στο διάγραμμα ταξινόμησης Y vs. Nb and Rb vs. (Y + Nb) κατά Pearce et al. (1984), οι πρωτόλιθοι των ορθογενέσιων ταξινομούνται ως γρανίτες ηφαιστειακού τόξου ή ηπειρωτικής σύγκρουσης (Σχήμα 3.2.2.4.a-b) (Cornelius 2008).

Σύμφωνα με τους Förster et al. (1997), η χαρακτηριστική απεικόνιση των ορθογενέσιων στην επάνω δεξιά γωνία του πεδίου του ηφαιστειακού τόξου (Σχήμα 3.2.2.4.a) είναι ενδεικτική ενός μικτού ή μεταβατικού χαρακτήρα των γρανιτοειδών. Τέτοιοι γρανίτες δημιουργούνται όταν ένα ωκεάνιο τόξο βρίσκεται δίπλα σε ένα ηπειρωτικό περιθώριο ή σε ένα παλιό ηφαιστειακό περιβάλλον τόξου (από Cornelius 2008).

Ένα άλλο διάγραμμα διάκρισης γεωτεκτονικού περιβάλλοντος των γρανιτοειδών, το οποίο βασίζεται επίσης σε ιχνοστοιχεία, είναι το διάγραμμα Rb-Hf-Ta κατά Harris et al. (1986) (Σχ. 3.3.2.4.c). Το «Σχήμα 3.3.2.4.c» δείχνει μια διάκριση των γρανιτών ηφαιστειακών τόξων (VA), των ενδοπλακικών γρανιτών (WP), των συν-ορογενετικών γρανιτών (ομάδα II) και των μετα-ορογενετικών γρανιτών (ομάδα III). Η πλειοψηφία των ορθογενέσιων της Μάζας της Ροδόπης απεικονίζεται στο πεδίο του ηφαιστειακού τόξου, αλλά μερικά δείγματα τοποθετούνται στο πεδίο των μετα-ορογενετικών γρανιτών (Cornelius 2008).



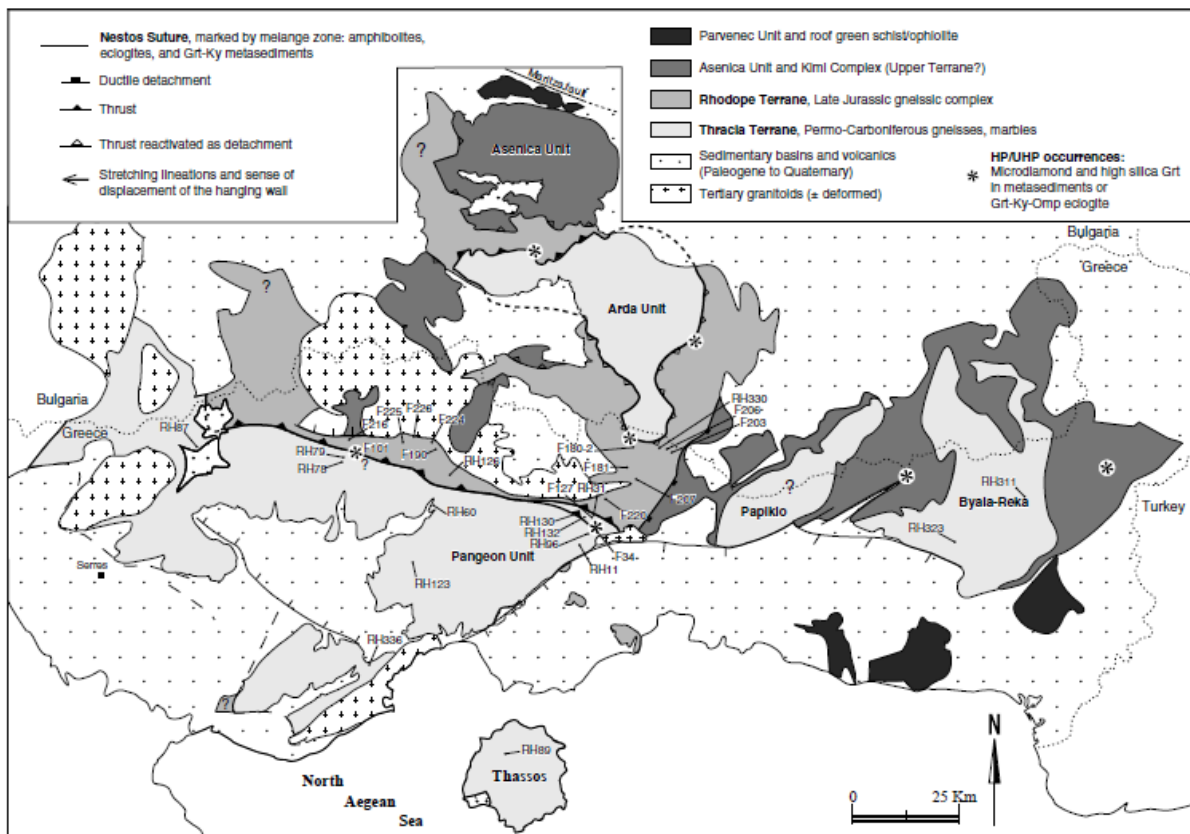
Σχήμα 3.2.2. 3 a-b Διαγράμματα ταξινόμησης των κύριων στοιχείων των ορθογενέσιων της Κεντρικής και Ανατολικής Ροδόπης: α) Διάγραμμα $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ vs. SiO_2 β) Διάγραμμα MALI vs. SiO_2 (από Cornelius 2008).



Σχήμα 3.2.2. 4 Διαγράμματα ταξινόμησης γεωτεκτονικού περιβάλλοντος (a – b) κατά Pearce et al. (1984). syn-COLG = συν – ορογενετικοί γρανίτες, VAG = γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, WPG = ενδοπλακικοί γρανίτες, ORG = γρανίτες μεσοωκεάνιας ράχης (c) από τους Harris et al. (1986) VA = ηφαιστειακού τόξου, WP = ενδοπλακικοί, group II = συν – ορογενετικοί, group III = προ – ορογενετικοί. Οι ορθογενέσιλοι της Ανατολικής μάζας της Ροδόπης μπορούν να ταξινομηθούν ως VAG ή syn-COLG κατά Pearce et al. (1984) ή VA και group III κατά Harris et al. (1986) σαν αυτούς της Κεντρικής Ροδόπης (Turpaud 2006), του «Bulgarian Central Rhodopean Dome» (Peytcheva et al. 2004) και της Πελαγονικής ζώνης (Anders 2005) (από Cornelius 2008).

3.2.3. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Ξάνθης – Δράμας»

Ο Turpaud (2006) μελέτησε γνευσιωμένους πλουτωνίτες ηλικίας 300 Ma, οι οποίοι βρίσκονται στο Ελληνικό τμήμα της Μάζας της Ροδόπης και πιο συγκεκριμένα στις περιοχές δυτικά του χωριού Παρανέστι, βόρεια της Δράμας, στο Κάτω Νευροκόπι, στην Καβάλα, βόρεια της Ξάνθης και στη Θάσο. Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν από τη μελέτη του είναι 12.

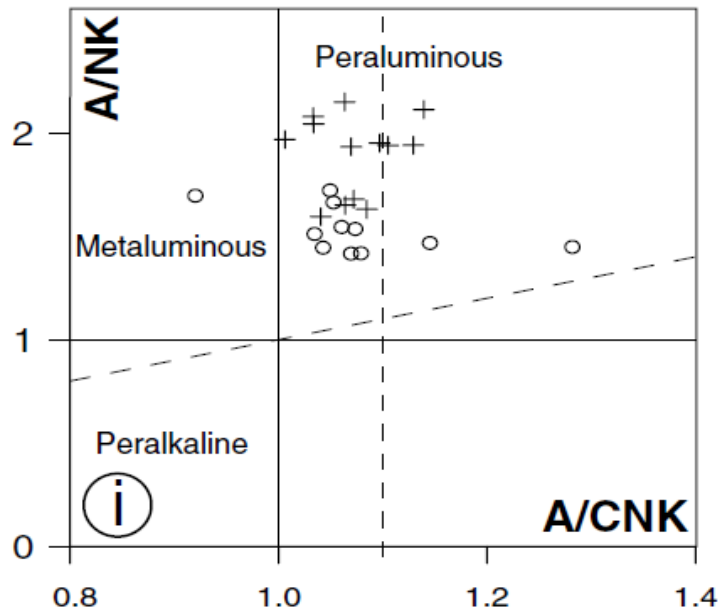


Σχήμα 3.2.3. 1 Χάρτης με τις τοποθεσίες των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για τις γεωχημικές αναλύσεις και τις χρονολογήσεις. Από τους Kronberg (1969), Bornovas & Rondogianni – Tsiambaou (1983), Ivanov (1988), Burg et al. (1990 and 1996), Ricou et al. (1998), Mariceau (2000) and Turpaud (2006) (από Turpaud 2006).

Τα πετρώματα συνίστανται από χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστο, μαρμαρυγίες, χλωρίτη, επίδοτο, τιτανίτη και ζirkόνιο (Turpaud 2006).

Γενικά, στα πετρώματα υπάρχει φύλλωση και συχνά οι ορθογενέσιοι χαρακτηρίζονται ως οφθαλμοειδής. Προήλθαν, κυρίως από γρανίτες και γρανοδιορίτες (Turpaud 2006).

Τα σύμβολα, στα παρακάτω διαγράμματα, που αντιπροσωπεύουν τους ορθογενέσιους της εργασίας είναι οι κύκλοι. Οι σταυροί συμβολίζουν γνευσιωμένους γρανίτες Άνω Ιουρασικής ηλικίας.

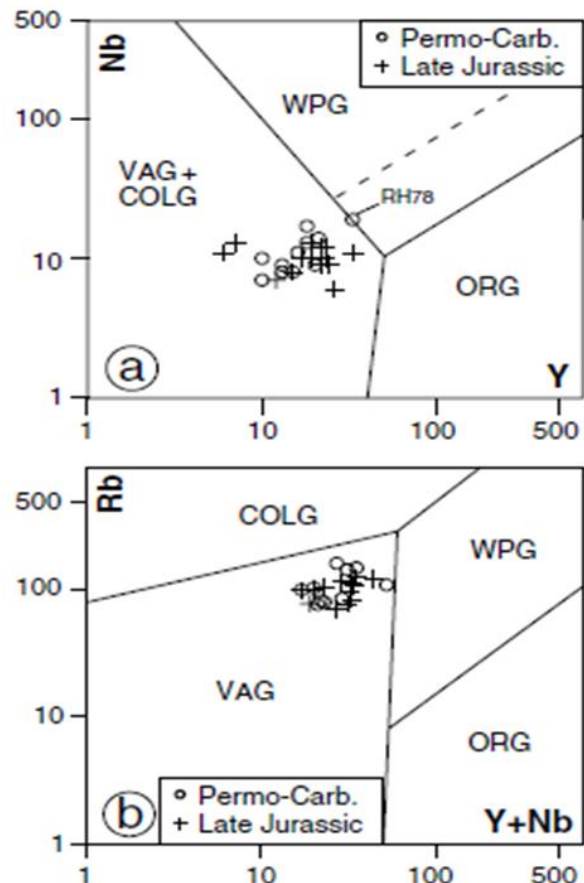


Σχήμα 3.2.3. 2

Διάγραμμα A / CNK vs. A / NK (Turpaud, 2006).

Οι ορθογνεύσιοι είναι όλοι υπεραργιτικοί, με το λόγο A / CNK να κυμαίνεται μεταξύ 0,92 και 1,37 (Σχ. 3.2.3.2). Ακόμα, η επικράτηση των τιμών A / CNK επιτέπει στα γρανιτοειδή να χαρακτηρισθούν ως τύπου – I (Chappel & White 1974 από Turpaud 2006). Επιπλέον, σύμφωνα με το διάγραμμα κατά Irvine & Baragar (1971) (από Turpaud 2006), τα πετρώματα είναι ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα (δεν προβάλλεται).

Επιπλέον, η κατανομή των στοιχείων στο πεδίο των γρανιτών, με προέλευση από ηφαιστειακό τόξο στο «Σχήμα 3.2.3.3» (κατά Pearce et al. 1984), υποδεικνύουν ότι τα πετρώματα δημιουργήθηκαν σε ηφαιστειακό τόξο (Turpaud 2006).



Σχήμα 3.2.3. 3 Διαγράμματα ταξινόμησης από τους Pearce et al. (1984): (a) Y vs. Nb, (b) Y+Nb vs. Rb.

VAG: γρανίτες ηφαιστειακού τόξου

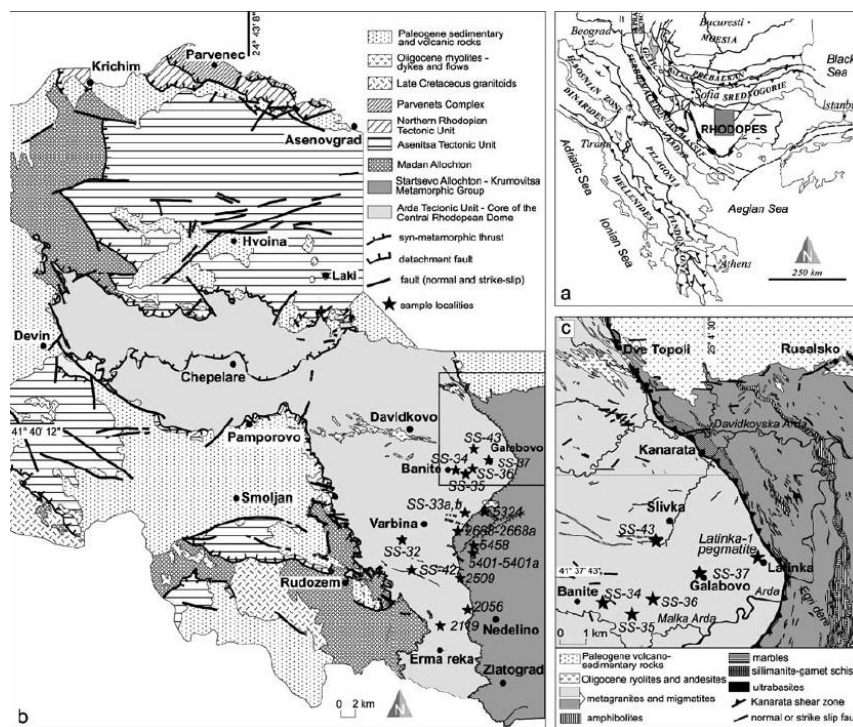
ORG: γρανίτες μεσοωκεάνιας ράχης

WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες

COLG: γρανίτες σε περιβάλλον σύγκρουσης πλακών (Turpaud 2006).

3.2.4. Γεωχημεία του πλουτωνίτη των «Banite – Calabovo»

Οι Peytcheva et al. (2004), μελέτησαν τον «Central Rhodopean Dome», ο οποίος αποτελείται από γρανιτικά πετρώματα που έχουν μεταμορφωθεί σε υψηλές συνθήκες. Για την εκταφή, αυτού, του μεταμορφικού πυρήνα φαίνεται να ευθύνονται κινήσεις κατά μήκος ζωνών διάτμησης (Ivanov et al. 2000, Sarov and Gerdjikov 2001 από Peytcheva et al. 2004), Ακόμα, σε μερικές περιοχές, παρατηρήθηκαν έντονα φαινόμενα μιγματιτώσεως και ανάτηξης (Arnaudov et al. 1990a, b από Peytcheva et al. 2004). Τα μεταγρανιτοειδή που μελετήθηκαν, συλλέχθηκαν από το κάτω τέμαχος της ζώνης διάτμησης Kanarata και από το ανατολικό και κεντρικό τμήμα του πυρήνα του θόλου. Σε παλαιότερες δημοσιεύσεις, αυτά τα πετρώματα



Σχήμα 3.2.4. 1 (a) Τεκτονικός χάρτης της Βαλκανικής χερσονήσου από τον Sandulescu (1984), επεξεργάστηκε από τον Graf (2001). (b) Γεωλογικός χάρτης της Κεντρικής Ροδόπης από τους Ivanov et al. (2000) και Sarov and Gerdjikov, (2001) με τις τοποθεσίες των δειγμάτων. (c) Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης από τους Sarov and Gerdjikov (2001) με τις περιοχές των δειγμάτων από (Peytcheva et al. 2004).

σε SiO₂ είναι 72 και 72,3%.

Σε αυτή την έρευνα, των Peytcheva et al. (2004), οι ερευνητές εξηγούν ότι ο όρος «μεταγρανιτοειδές» αφορά τους γρανίτες – γρανοδιορίτες, που έχουν υποστεί μεταμόρφωση,

συχνά περιγράφονταν ως μιγματιτωμένοι γενέσιοι και γρανίτες, πιθανώς Αρχαιοζωϊκής ηλικίας και παραμεταμορφικής προέλευσης (Kostov 1954, Kozhucharov 1979, Zagorchev and Moorbath 1986 από Peytcheva et al. 2004). Ακόμα, μελετήθηκαν δείγματα μεταγρανιτοειδών από το

άνω τέμαχος της ζώνης διάτμησης Kanarata. Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία είναι 2 και το περιεχόμενο τους

φολίδωση, ανακρυστάλλωση, μιγματιτώση και οι οποίοι παρουσιάζουν πετρολογικές και πετροχημικές ενδείξεις μαγματικής προέλευσης (Peytcheva et al. 2004).

Η δειγματοληψία διεξήχθη με σκοπό τη συλλογή ενός αντιπροσωπευτικού δείγματος μετα – γρανιτοειδών, από λευκοκρατικούς απλιτικούς μεταγρανίτες έως διμαρμαρυγιακούς, βιοτιτικούς και αμφιβολιτικούς - βιοτιτικούς γρανίτες και γρανοδιορίτες. Κατά μήκος της τομής Banite – Galabono, η δειγματοληψία ακολούθησε το βαθμό παραμόρφωσης: από ασθενώς παραμορφωμένους, σχεδόν συμπαγείς βιοτιτικούς μεταγρανίτες, κοντά στο χωριό Banite, σε έντονα παραμορφωμένους, σχιστοποιημένους, διμαρμαρυγιακούς μεταγρανίτες, που περιέχουν λευκοσώματα από χαλαζία και άστριους, κοντά στο Galabono, 2 χιλιόμετρα δυτικά της ζώνης διάτμησης Kanarata (Peytcheva et al. 2004).

Οι αναλύσεις που έγιναν είναι οι εξής: XRF, LA-ICPMS, ανάλυση U – Pb σε ζirkόνια και μοναζίτες, ισοτοπική ανάλυση Lu – Hf, Rb – Sr και $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Peytcheva et al. 2004).

Όσον αφορά την ορυκτολογία, τα πετρώματα συνίστανται κυρίως από ανακρυσταλλωμένους άστριους [μικροκλινής και πλαγιόκλαστο (An 25–30), χαλαζία, βιοτίτη και κεροστίλβη, με την τελευταία να εμφανίζεται μόνο σε μεταμορφωμένους γρανοδιορίτες και χαλαζιτικούς διορίτες. Ακόμα, έχουν απατίτη, ζirkόνια, τιτανίτη, αλλανίτη, μοναζίτη και γρανάτη. Από δευτερογενή ορυκτά έχουν χλωρίτη, σερικήτη και επίδοτο (Peytcheva et al. 2004).

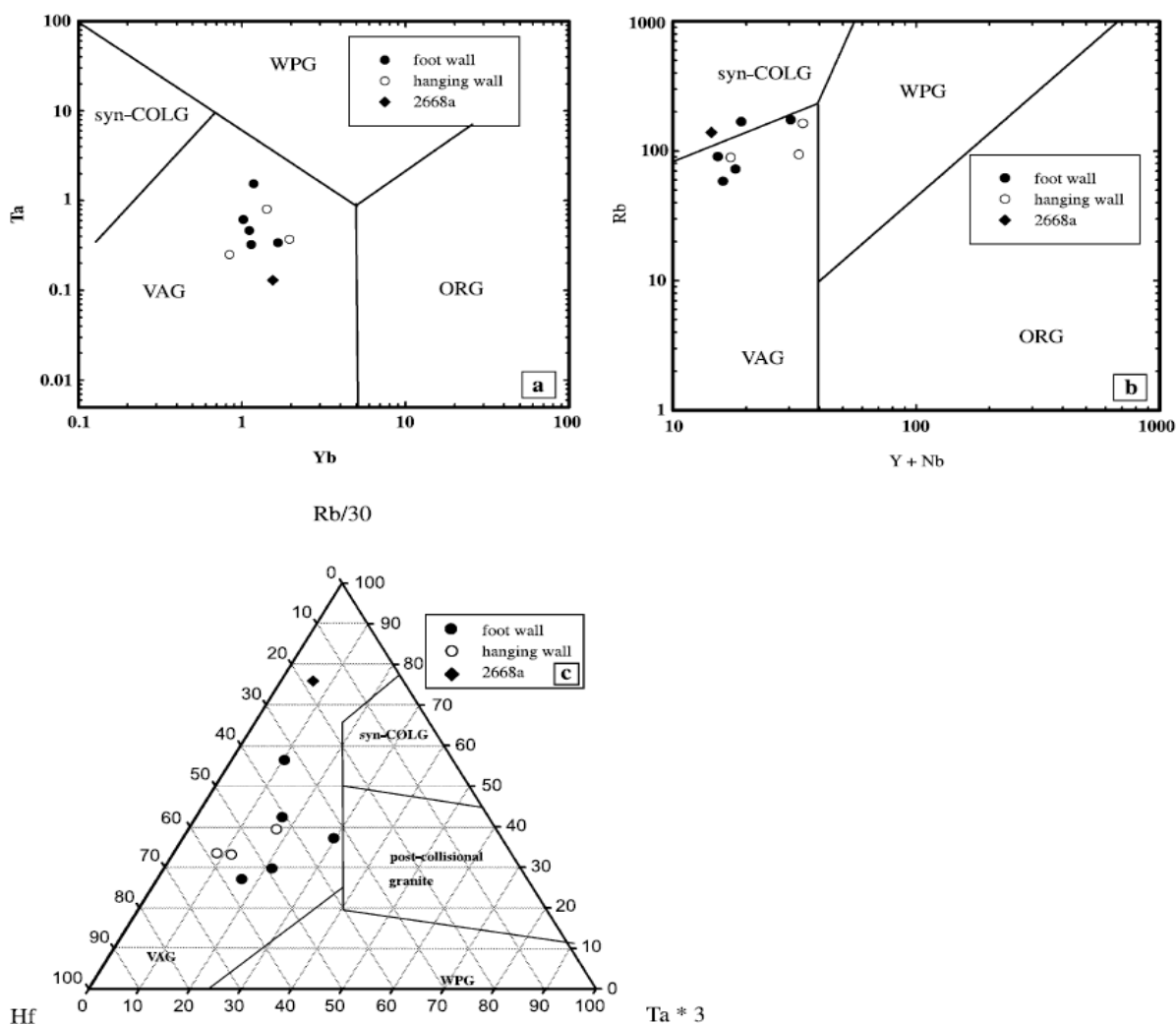
Οι μετα-απλιτικές φλέβες, που διαπερνούν τα παραπάνω πετρώματα, αποτελούνται από κυρίως από καλιούχο άστιριο, πλαγιόκλαστα και χαλαζία. Ακόμα, περιέχει μικρές ποσότητες βιοτίτη, απατίτη, ζirkόνιο, μοναζίτη και γρανάτη. Οι φλέβες έχουν υποστεί και αυτές ανακρυστάλλωση και παραμόρφωση (Peytcheva et al. 2004).

Στα γεωχημικά διαγράμματα, τα μεταγρανιτοειδή ακολουθούν μια τάση μαγματικής διαφοροποίησης, που κυμαίνεται από γρανοδιορίτη έως απλίτη. Τα μετα – γρανιτοειδή ποικίλλουν από ελαφρώς μεταργιλικά σε υπεραργιλικά ($A/CNK < 1,3$), ορίζοντας και πάλι μια τάση μαγματικής διαφοροποίησης, με αύξηση των A/NK και A/CNK , για τα μετα-απλιτικά πετρώματα. Τα τελευταία χαρακτηρίζονται από υψηλότερες συγκεντρώσεις Rb και χαμηλές λόγους Ba/Rb, χαρακτηριστικά που αντικατοπτρίζουν τη λευκοκρατική φύση και την εξελισσόμενη διαφοροποίηση αυτών των πετρωμάτων. Τα διαγράμματα τεκτονικών ταξινομήσεων Rb – (Y+Nb), Ta – Yb και Rb/30 – Hf – Ta*3 (Σχ. 3.3.4.2) υποδηλώνουν ένα περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου (Peytcheva et al. 2004).

Τα μετα – γρανιτοειδή και οι απλιτικές φλέβες από το άνω τέμαχος των ζωνών διάτμησης, Kanarata και Startsevo, παρουσιάζουν ελαφρώς διαφορετικά γεωχημικά

χαρακτηριστικά σε σύγκριση με αυτά του κάτω τεμάχους. Πιο συγκεκριμένα, έχουν μικρότερη διακύμανση στη σύστασή τους, αλλά είναι ελαφρώς πιο εμπλουτισμένα σε LREE. Στα υπεραργιλικά δείγματα A/CNK έχει τιμές μεταξύ 1,09 και 1,21 και το A/NK μεταξύ 1,59 και 1,88, που είναι ελαφρώς υψηλότερο από τα μετα – γρανιτοειδή του κάτω τεμάχους. Αυτές οι διαφορές μπορεί να ευθύνονται είτε σε χημικές παραλλαγές του ίδιο πετρώματος, είτε σε διαφορετικούς πρωτόλιθους, κάτω και πάνω από τις ζώνες διάτμησης (Peytcheva et al. 2004).

Όσον αφορά τους αρχικούς λόγους $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, οι τιμές των περισσότερων δειγμάτων κυμαίνονται από 0,707 έως 0,719 (Peytcheva et al. 2004).

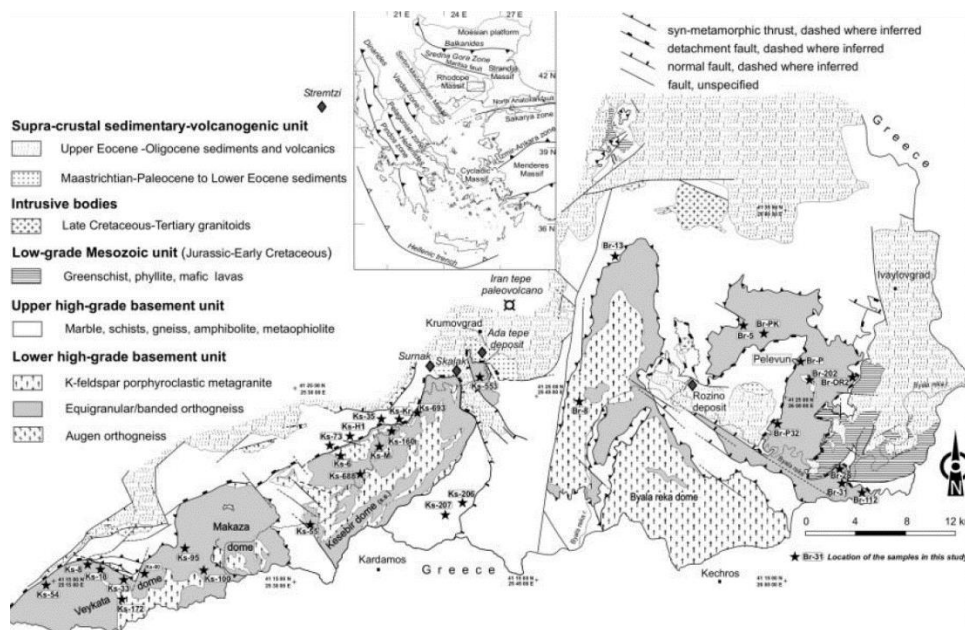


Σχήμα 3.2.4. 2 Διαγράμματα ταξινόμησης για τα μεταγρανιτοειδή του «Central Rhodopean Dome»: (a) Διάγραμμα Ta–Yb (κατά Pearce et al. 1984), (b) Διάγραμμα Rb–(Y+Nb) (κατά Pearce et al. 1984), (c) Τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης Rb/30–Hf–Ta*3 (κατά Harris et al. 1986). VAG = γρανίτης ηφαιστειακού τόξου, ORG = γρανίτης μεσοωκενίας ράχης, WPG = ενδοπλακικός γρανίτης, syn-COLG = συν – ορογενετικός γρανίτης κατά Pearce et al. (1984) (από Peytcheva et al. 2004).

3.2.5. Γεωχημεία των πλουτωνιτών «Byala Reka» και «Kesebir»

Στην ανατολική περιοχή της Μάζας της Ροδόπης κυριαρχούν δύο μεγάλοι πλουτωνικοί όγκοι, οι Kesebir – Κάρδαμος και Byala Reka – Κέχρος, με τη μορφή τεσσάρων τεκτονικών – στρωματογραφικών ενότητων. Από την κατώτερη προς την ανώτερη, αυτές οι ενότητες περιλαμβάνουν:

- Μια κατώτερη ενότητα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης
- Μια ανώτερη ενότητα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης
- Μια υπερκείμενη Μεσοζωική ενότητα, χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης
- Μια ηφαιστειοϊζηματογενής ενότητα, ηλικίας Τριτογενούς, η οποία σχετίζεται με την μετα – ορογενετική έκταση και σύγκρουση.



Σχήμα 3.2.5. 1
Σύνθετος τεκτονικός χάρτης της Ανατολικής μάζας της Ροδόπης στην νότια Βουλγαρία. (απλοποιήθηκε από Bonev 2006), δείχνει την τοποθεσία των δειγμάτων (από Bonev et al. 2010).

Οι κατώτερες και ανώτερες ενότητες αποτελούν το υπόβαθρο, υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης. Αυτές, οι ενότητες, οριοθετούνται από συν-μεταμορφικές συμπιεστικές τεκτονικές επαφές και κυρίως από χαμηλής γωνίας κανονικά ρήγματα αποκόλλησης που σχετίζονται, αντίστοιχα, με την Άνω Κρητιδική συμπιεστική τεκτονική και τον Τριτογενή εφελκυσμό (Burg et al. 1996, Krohe and Mroskos 2002, Bonev 2006, Bonev et al. 2006a από Bonev et al. 2010). Όσον αφορά τη μεταμόρφωση, παρατηρούνται υπολείμματα μεταμόρφωσης υπερ – υψηλής πίεσης και υψηλής πίεσης καθώς ενδιάμεσης πίεσης αμφιβολιτικής – άνω πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωση (Liatí 2005 από Bonev et al. 2010).

Συγκεκριμένα, η κατώτερη ενότητα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης αποτελείται κυρίως από διάφορους τύπους ορθογενύσιων, στους οποίους παρεμβάλλονται παραγενύσιοι, σχιστόλιθοι, αμφιβολίτες, καθώς και σιλλιμανιτούχοι μιγματίτες (Bonev 2004 από Bonev et al. 2010). Όλα τα παραπάνω πετρώματα έχουν ηπειρωτική προέλευση. Οι χρονολογήσεις U-

Pb σε ζirkόνια αποκάλυψαν ότι η ηλικία του πρωτόλιθου είναι 265–319 Ma για τους ορθογενέσιους (Peytcheva and Quadt 1995, Liati 2005, Turpaud 2006 από Bonev et al. 2010).

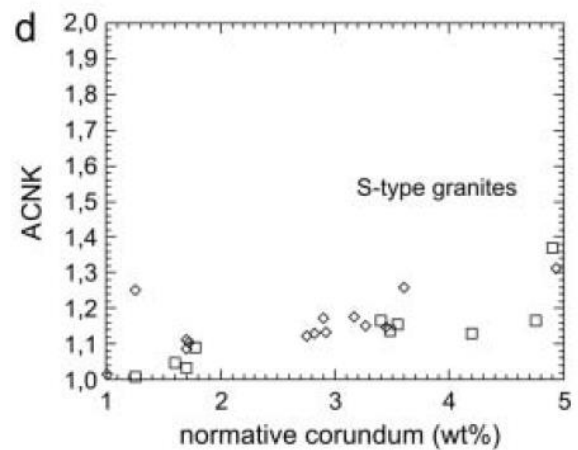
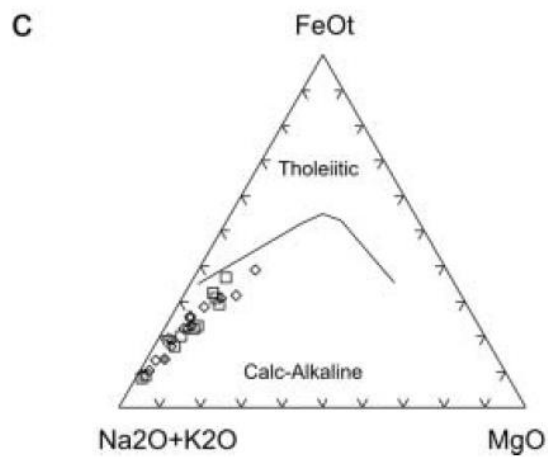
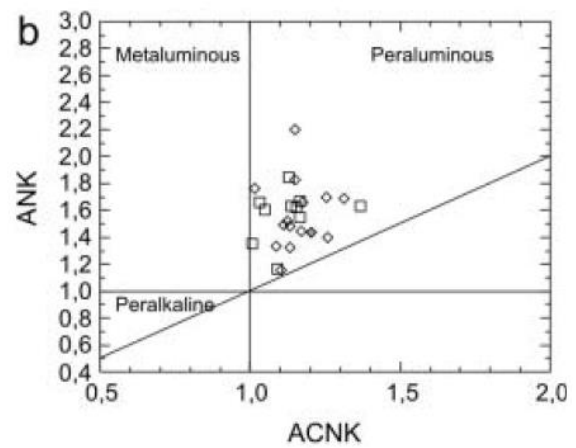
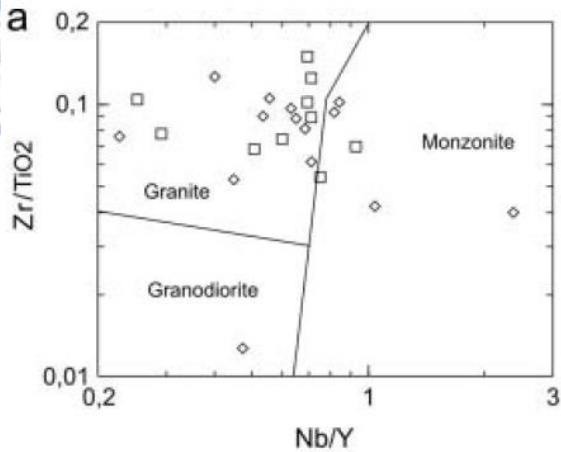
Οι ορθογενέσιοι, όπως προαναφέρθηκε, έχουν μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης, η οποία έχει αφήσει το αποτύπωμα της σε αυτούς. Ωστόσο, οι πρωτογενείς ορυκτές φάσεις γενικά διατηρούνται στις περισσότερες περιπτώσεις. Η παραγένεση τους αποτελείται από χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και μοσχοβίτη, με αλλοιώσεις των άστριων σε ορυκτά της ομάδας του επιδότου και σε σερίκίτη. Ακόμα, υπάρχει χλωρίτης από αλλοίωση μαρμαρυγία. Σαν δευτερογενή ορυκτά έχουν απατίτη, ζirkόνιο, σπάνια μοναζίτη, γρανάτη και αλλανίτη (Bonev et al. 2010).

Οι Bonev et al. (2010), ανέλυσαν τα δείγματα τα τους με XRF, για ιχνοστοιχεία και κύρια στοιχεία, και LA-ICP-MS, για σπάνιες γαίες. Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν από την εργασία των Bonev et al. (2010) είναι 19, εκ των οποίων τα 10 ανήκουν στον «Kesebir Dome» και τα υπόλοιπα στον «Byala Reka Dome».

Στα παρακάτω διαγράμματα με κύκλους αντιπροσωπεύονται οι ορθογενέσιοι του «Kesebir Dome» και με τα τετράγωνα του «Byala Reka Dome».

Η συγκέντρωση του SiO_2 στους ορθογενέσιους κυμαίνεται από 66,7 έως 76,5%. Χαρακτηρίζονται από χαμηλές συγκεντρώσεις σε TiO_2 , MgO και Fe_2O_3 . Όλα αυτά, τα οξείδια, εμφανίζουν αρνητική συσχέτιση με το SiO_2 , που είναι χαρακτηριστικό για τη φυσιολογική τάση της μαγματικής διαφοροποίησης. Οι συγκεντρώσεις των αλκαλίων ποικίλλουν, με μέσο όρο <7%, με το λόγο K/Na να είναι ελαφρώς υψηλός (1,15). Προέρχονται από υπεραργιλικά, S τύπου γρανιτοειδή, ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα. Όσον αφορά τα ιχνοστοιχεία, οι ορθογενέσιοι έχουν χαμηλές συγκεντρώσεις σε HFSE (π.χ. Nb, Y) και σε ορισμένα συμβιβαστά στοιχεία (π.χ. Cr, Ni, V) χαρακτηριστικών των γρανιτοειδών και επίσης χαμηλό λόγο Ba/Rb . Τα κύρια στοιχεία και τα ιχνοστοιχεία ταξινομούν τους πλουτωνικούς πρωτόλιθους τους ως μέσου – K ασβεσταλκαλικούς, που έχουν διατηρήσει την αρχική τους σύσταση και δεν επηρεάστηκαν, σε μεγάλο βαθμό, από την υψηλού βαθμού μεταμόρφωση (Bonev et al. 2010).

Ο αρχικός λόγος $^{37}\text{Sr}/^{36}\text{Sr}$ παίρνει τιμές από 0,7050 έως 0,7117, δείχνοντας ότι το υλικό έχει προέλθει από τον ηπειρωτικό φλοιό (Bonev et al. 2010).

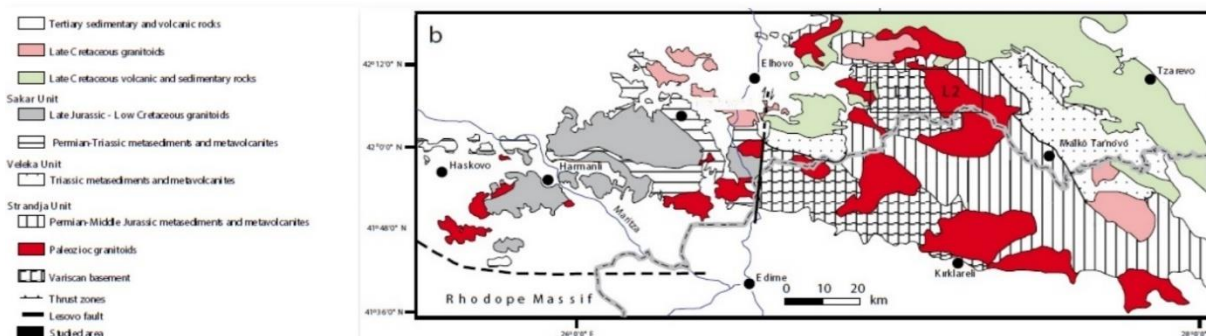


Σχήμα 3.2.5. 2 Διαγράμματα ταξινόμησης για τους ορθογενείς του υποβάθρου. (a) Διάγραμμα Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (προσαρμοσμένο από τους Winchester and Floyd 1977). (b) Διάγραμμα ANK vs. ACNK. (c) Διάγραμμα AFM (από τους Irvin and Baragar 1971). (d) Διάγραμμα ACNK-normative corundum (Τα πεδία από τους Chappell and White 1974) (από Bonev et al. 2010)

3.2.6. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Κεντρικής Strandja»

Πολλοί ερευνητές (Chatalov et al., 1995 από Machev 2015) συσχετίζουν τα πετρώματα προ – Κάμβριας ηλικίας, της μάζας Strandja με αυτά της Ροδόπης. Σύμφωνα με αυτή την υπόθεση, τα πετρώματα περιεγράφηκαν σαν διάφοροι τύποι μιγματιτών, διμαρμαρυγικοί γνεύσιοι, λευκοκρατικοί γνεύσιοι, μάρμαρα και πάρα – αμφιβολίτες, σε εναλλαγές. Κάποιοι άλλοι επιστήμονες (Okay et al. 2001, Sunal et al. 2006, 2008, 2011, Natal'in et al. 2012 κ.α. από Machev 2015), με χρονολογήσεις που έκαναν σε αυτά τα πετρώματα, στην περιοχή της Τουρκίας, διαπίστωσαν ηλικία Ερκύνια – Βαρίσκια. Σε αυτό συμφωνεί και ο Gerdjikov (2005)(από Machev 2015), χωρίς όμως να έχει κάνει κάποια ανάλυση ο ίδιος. Όσον αφορά τους μεταμορφωμένους γρανιτικούς όγκους του παραπάνω υποβάθρου, αυτοί θεωρούνται είτε ότι δημιουργήθηκαν μετά την προ – Κάμβρια μεταμόρφωση, είτε ότι είναι Ερκύνιας – Βαρίσκιας ηλικία, στην περίπτωση που τα πετρώματα ξενιστές είναι προ – Κάμβρια (Chatalov et al. 1995 από Machev 2015).

Οι περιοχές που μελέτησε ο Machev (2015) και που θα αναλυθούν στη συνέχεια είναι αυτές που εμφανίζονται τα πετρώματα υψηλής μεταμόρφωσης (Τοποθεσία L1, στο «Σχήμα 3.3.6.1») και τους γρανίτες Ερκύνιας ηλικίας (Τοποθεσία L2, στο «Σχήμα 3.3.6.1»). Πιο συγκεκριμένα, στην τοποθεσία L1 της ζώνης Strandja τα μεταμορφωμένα πετρώματα είναι διμαρμαρυγικοί γνεύσιοι, μοσχοβιτικοί σχιστόλιθοι, λευκοκρατικοί γνεύσιοι και πάρα – αμφιβολίτες, των οποίων οι αναλύσεις δε θα χρησιμοποιηθούν στην παρούσα εργασία. Στην τοποθεσία L2, όπως προαναφέρθηκε, υπάρχουν οι γρανίτες Ερκύνιας ηλικίας, οι οποίοι καλύπτουν μεγάλες περιοχές στα ΝΑ και Α των χωριών Golyamo Bukovo και Granichar, αλλά και στην Τουρκία. Στη ξένη βιβλιογραφία είναι γνωστοί ως «Central Strandja batholith» (Chatalov et. al. 1995 από Machev 2015). Η επαφή με τα μεταμορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου είναι απότομη και στη ζώνη επαφής υπάρχουν ξενόλιθοι από τα πετρώματα



Σχήμα 3.2.6 1 Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ζώνης Sakar-Strandja από τον Gerdjikov (2005) (από Machev 2015).

ξενιστές. Τα παραπάνω πετρώματα, έχουν καλυφθεί από Τριαδικά ιζήματα και από μια Άνω Κρητιδική ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά. Γενικά, είναι γκρι χρώματος με ροζ καλιούχους άστριους και η δομή τους είναι μαζώδης. Τους γρανίτες διαπερνούν μελανοκρατικές φλέβες Άνω Κρητιδικής ηλικίας και κατά μήκος διατμητικών ζωνών εμφανίζουν φύλλωση, αλλά αυτές οι ζώνες είναι σπάνιες. Οι αναλύσεις έγιναν με LA-ICP-MS.

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν από την εργασία του Machev (2015) είναι 3 και το SiO₂ είναι από 67,1 – 67,9%.

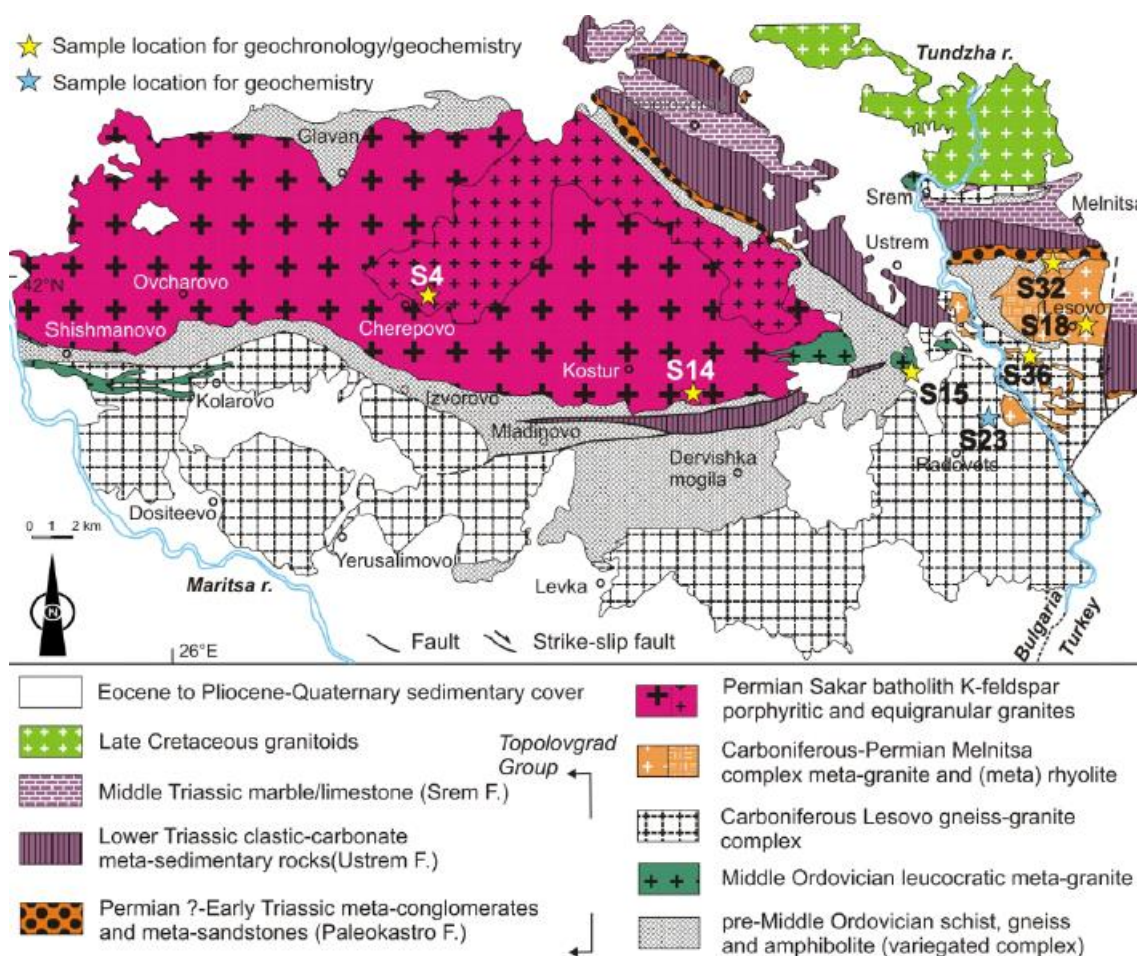
Όσον αφορά τους μεταγρανίτες της L1, αυτοί βρίσκονται στο «Fakiyska River», ανάμεσα στα χωριά Fakiya και Gorno Yabalkovo. Είναι παραμορφωμένοι, σχιστοποιημένοι και αποτελούνται κυρίως από πλαγιόκλαστα, βιοτίτη, χαλαζία, σπάνια από καλιούχο άστριο και επουσιώδη ορυκτά, όπως ζirkόνιο, αλλανίτη και απατίτη. Τα πιο παραμορφωμένα μέρη μετατρέπονται σε τυπικούς μιλωνίτες S-C. Σε αυτήν την περίπτωση, εμφανίζεται λευκός μαρμαρυγίας. (Machev 2015).

Οι μεταγρανίτες L1 σύμφωνα με τη σύσταση τους αντιστοιχούν σε μονζογρανίτες. Τα πετρώματα είναι ασβεσταλκαλικά και μεταργιλικά με $A / CNK < 1,0$. Τα πετρώματα είναι ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα και υπεραργιλικά με $A/CNK > 1,0$ (Machev 2015).

3.2.7. Γεωχημεία του πλουτωνίτη της «Sakar – Strandja»

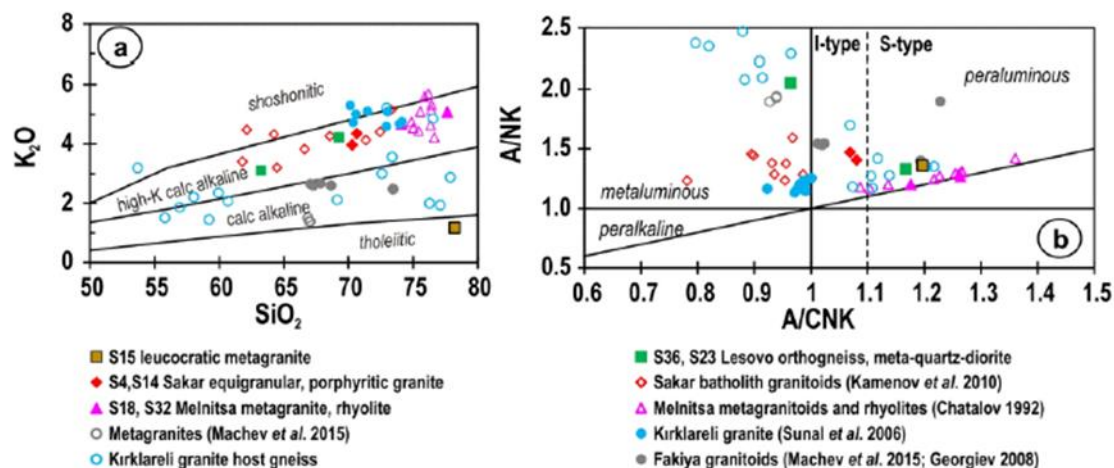
Στην «Sakar Unit» της ζώνης «Sakar – Strandja» υπάρχουν πολλά γρανιτοειδή παλαιozoικής ηλικίας, που τα φιλοξενεί το μεταμορφωμένο υπόβαθρο. Από αυτή την ενότητα θα εξεταστούν τα τρία «complexes»:

- Το «Lesovo»,
- Το «Melnitsa» και
- Το «Sakar».



Σχήμα 3.2.7 1 Γεωλογικός χάρτης με τις τοποθεσίες των δειγμάτων (Kozhoukharova and Kozhoukharov 1973, Savon and Dabovski 1980, Chatalov 1992, Dabovski et al. 1994 από Bonev et al. 2019).

Το «Lesovo» αποτελείται κυρίως από βιοτιτικό ή διμαρμαρυγιακό και ομφαλμοειδή γνεύσιο, σύστασης γρανοδιορίτη – διορίτη (Boyanov et al. 1965, Kozhoukharova and Kozhoukharov 1973, Gerdjikov 2005 από Bonev et al. 2019). Ακόμα, λευκοκρατικές φλέβες διασχίζουν τον πλουτωνίτη και έχουν ίδια ηλικία με αυτόν. Αυτές συνίστανται από χαλαζία, μικροκλινή, μοσχοβίτη και πλαγιόκλαστα (Boyanov et al. 1965 από Bonev et al. 2019). Το



Σχήμα 3.2.7 2 α) Διάγραμμα K₂O vs. SiO₂ (τροποποιημένο από τους Peccerillo and Taylor 1976 από Bonev et al. 2019) β) Διάγραμμα A/NK vs. A/CNK (τροποποιημένο από τους Maniar and Piccoli 1989 από Bonev et al. 2019).

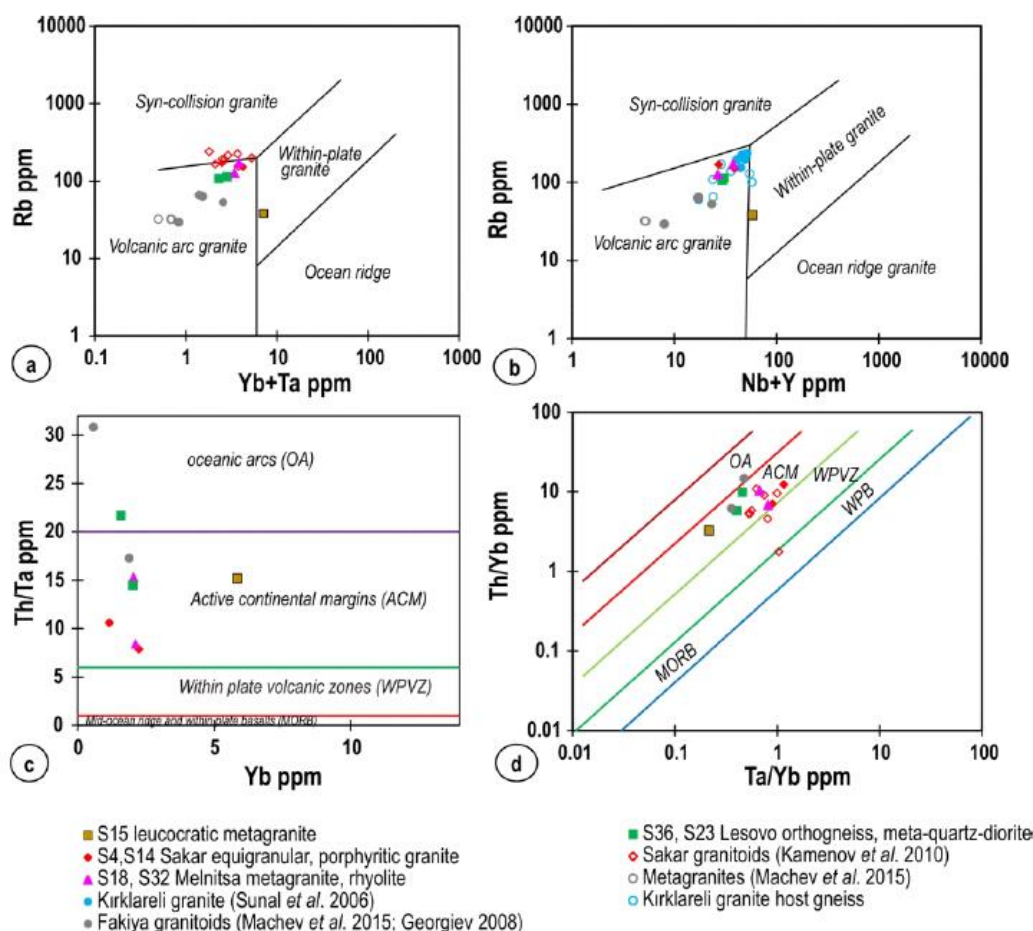
σύμπλεγμα πετρωμάτων έχει μεταμορφωθεί σε συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης, προκαλώντας τον προσανατολισμό των φυλλόμορφων ορυκτών (Boyanov et al. 1965 από Bonev et al. 2019). Όσον αφορά την ορυκτολογία των πετρωμάτων, αυτά, αποτελούνται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, καλιούχο άστριο, βιοτίτη και αμφίβολο. Τα επουσιώδη ορυκτά είναι απατίτης, ζirkόνιο, τιτανίτης, ρουτίλιο και αλλανίτης.

Το «Melnitsa», που βρίσκεται μέσα στο «Lesono complex», έχει διαχωριστεί από τα άλλα, καθώς αποτελεί ένα Άνω Παλαιοζωικό σύμπλεγμα ηφαιστειακών – πλουτωνικών πετρωμάτων, που σχηματίστηκαν σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου (Chatalov 1992 από Bonev et al. 2019). Οι πετρογραφικοί του τύποι είναι ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα πορφυριτικοί γρανίτες και ρυόλιθοι που περιέχουν κυρίως χαλαζία, μικροκλινή, και ολιγόκλαστο. Οι πορφυριτικοί γρανίτες αποτελούνται από λευκούς και ροζ καλιούχους άστριους, πλαγιόκλαστο, χαλαζία και βιοτίτη. Τα παραπάνω πετρώματα έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες χαμηλής φάσης και παραμορφωθεί κατά τη διάρκεια της Βαλκανικής ορογένεσης. Αυτή η διεργασία προκάλεσε διάφορες αλλοιώσεις στα πετρώματα και επομένως από τα πυριγενή πετρώματα σχηματίστηκαν σερικιτικοί – αστριούχοι – χαλαζιτικοί σχιστόλιθοι (Chatalov 1992 από Bonev et al. 2019).

Ο «Sakar batholith» αποτελείται κυρίως από πορφυριτικό διμαρμαρυγικό γρανίτη και βιοτιτικό γρανίτη, μαζί με λίγες εμφανίζεις χαλαζιακού μονζοδιορίτη, χαλαζιακού μονζονίτη, γρανοδιορίτη και χαλαζιακού συνηίτη (Dabovski and Haydoutov 1980, Kamenov et al. 2010 από Bonev et al. 2019). Η παραπάνω πετρογραφικοί τύποι αποτελούνται από χαλαζία, καλιούχο άστριο και πλαγιόκλαστο, με επουσιώδη ορυκτά απατίτη, ζirkόνιο, τιτανίτη και αλλανίτη.

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν από την εργασία των Bonev et al. (2019) είναι 6 και αναλύθηκαν με XRF, LA-ICPMS και ανάλυση U – Pb σε ζirkόνια. Το περιεχόμενο σε SiO₂ κυμαίνεται από 63,2 έως 78,2%.

Όπως φαίνεται στο «Σχήμα 3.3.7.2. α» τα περισσότερα δείγματα είναι υψηλού – Κ ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα, με το S15 να είναι θολειτικού. Τα γρανιτοειδή και τα μεταγρανιτοειδή είναι υπεραργιλικά και μόνο οι χαλαζιακοί μεταδιορίτες από το «Lesono» είναι μεταργιλικοί (Σχ. 3.3.7.2.b) (Bonev et al. 2019). Στα διάγραμμα ταξινόμησης κατά Pearce et al. (1984), τα δείγματα γρανιτοειδών και μεταγρανιτοειδών από «Sakar batholith», «Lesono» και «Melnitsa complexes» βρίσκονται στο πεδίο των γρανιτών που σχηματίστηκαν σε ηφαιστειακό τόξο (Σχ. 3.3.7.3.a – b). Στα διαγράμματα ταξινόμησης κατά Gorton and Schandl (2000), τα δείγματα βρίσκονται κυρίως στο πεδίο του ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου (Σχ. 3.3.7.3.c – d).



Σχήμα 3.2.7.3 Διαγράμματα ταξινόμησης για τα γρανιτοειδή της «Sakar unit». α) Διάγραμμα Rb vs. Yb+Ta (κατά Pearce et al. 1984), β) Διάγραμμα Rb vs. Nb+Y (κατά Pearce et al. 1984), γ) Διάγραμμα Th/Ta vs. Yb (κατά Gorton and Schandl 2000), δ) Διάγραμμα Th/Yb vs. Ta/Yb (από τους Gorton and Schandl 2000) (από Bonev et al. 2019).

4. Γεωχημική σύγκριση

4.1. Γενικά

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν για τη σύγκριση στο σύνολο είναι 438, εκ των οποίων τα 316 είναι από την Πελαγονική, τα 110 από τη Ροδόπη και τα 12 από τη Strandja.

Στη συνέχεια, θα πραγματοποιηθεί η σύγκριση από διαγράμματα Harker κύριων στοιχείων, ιχνοστοιχείων και σπανίων γαιών, πολυστοιχειακά διαγράμματα ιχνοστοιχείων που η κανονικοποίηση των τιμών έγινε με βάση τις περιεκτικότητες του πρωταρχικού μανδύα που δίνονται από τους Mc Donough et al. (1992) και πολυστοιχειακά διαγράμματα σπανίων γαιών που η κανονικοποίηση έγινε κατά Boynton (1984).

Για τη δημιουργία των διαγραμμάτων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Petrograph των Petrelli et al. (2005) και για την επεξεργασία του το Inkscape.

4.2. Κύρια Στοιχεία

Για τη σύγκριση των πετρωμάτων κατασκευάστηκαν διάφορα διαγράμματα μεταβολής κύριων στοιχείων με δείκτη διαφοροποίησης το SiO_2 .

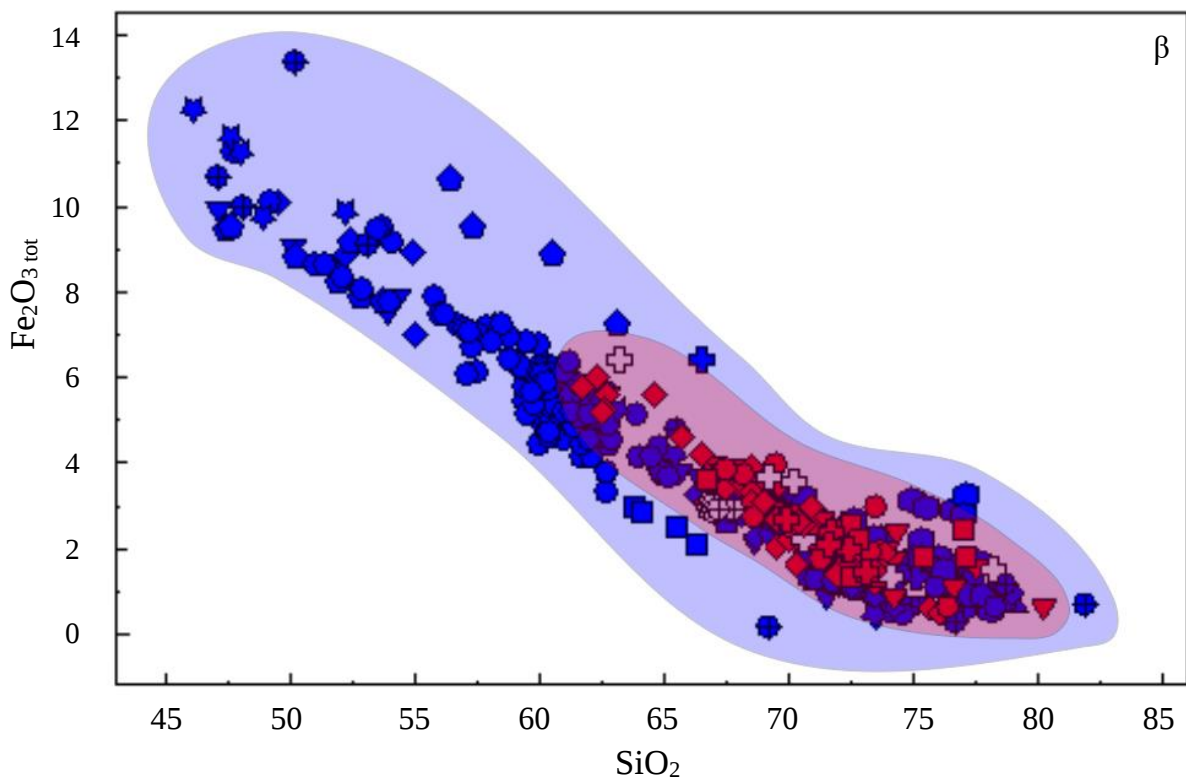
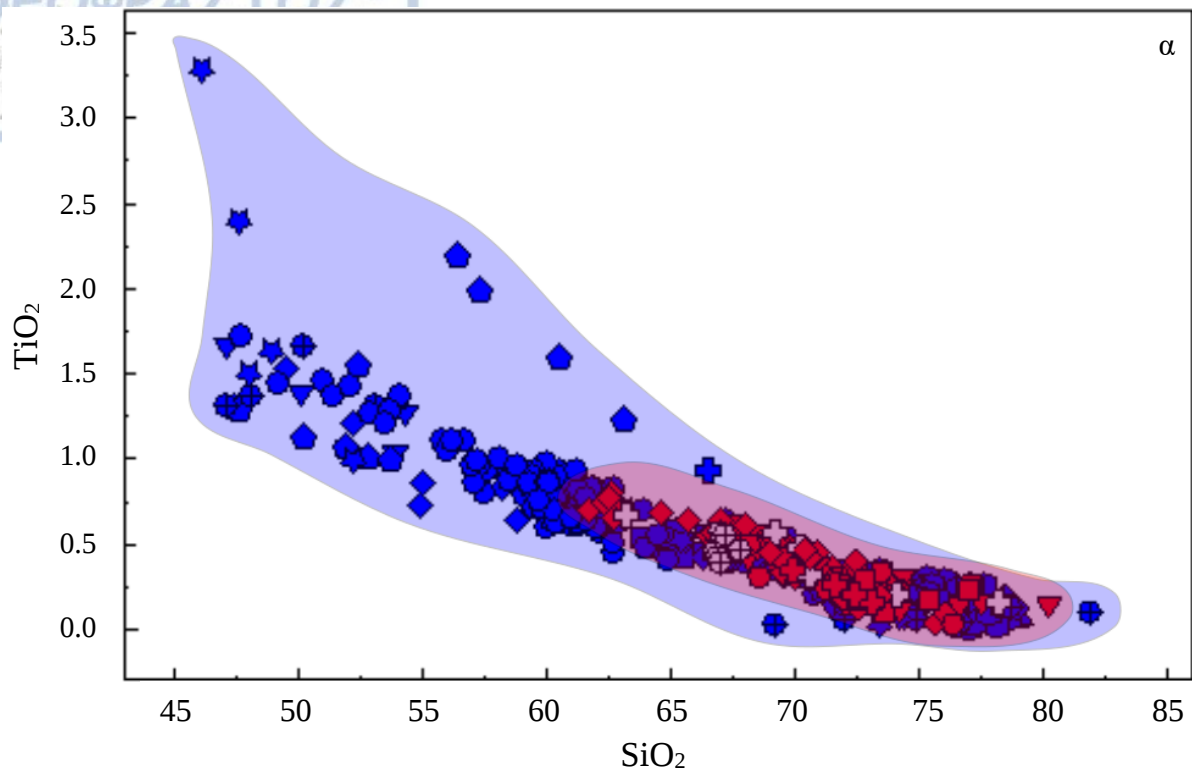
Για την Πελαγονική κυμαίνεται από 46,12 έως 81,9% και για τη Ροδόπη – Strandja από 61,79 έως 77,56%.

Ο συμβολισμός των δειγμάτων θα είναι ο εξής:

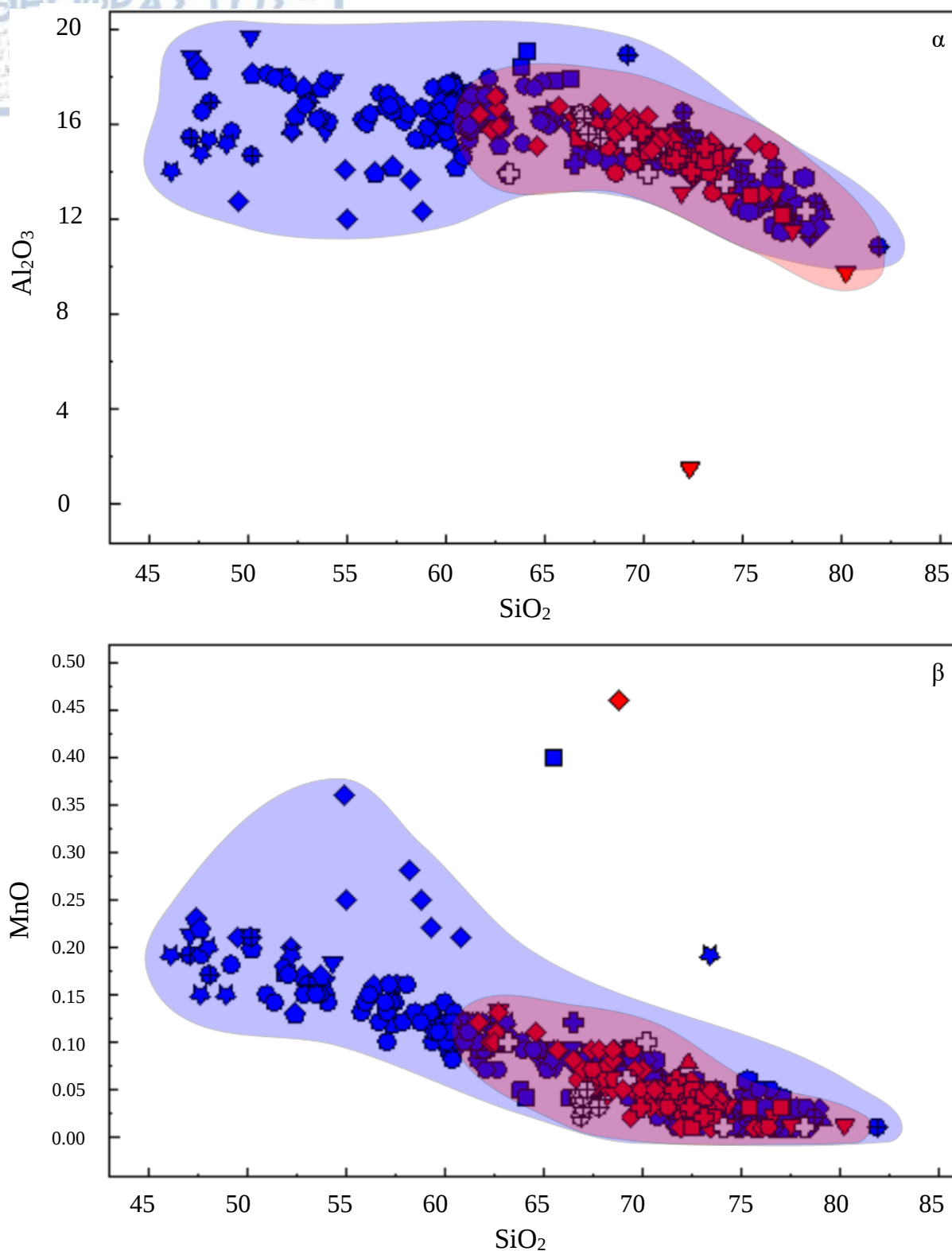
- ▲ Άρδασσας
- Baba
- Βαρνούντα
- ✱ Βερδικούσα
- ▼ Βόρα
- ◆ Δεσκάτης
- Διάβα
- ✚ Καστανιάς
- ◆ Καστοριάς
- ◆ Ολυμπιάδας
- ✱ Πιέρια



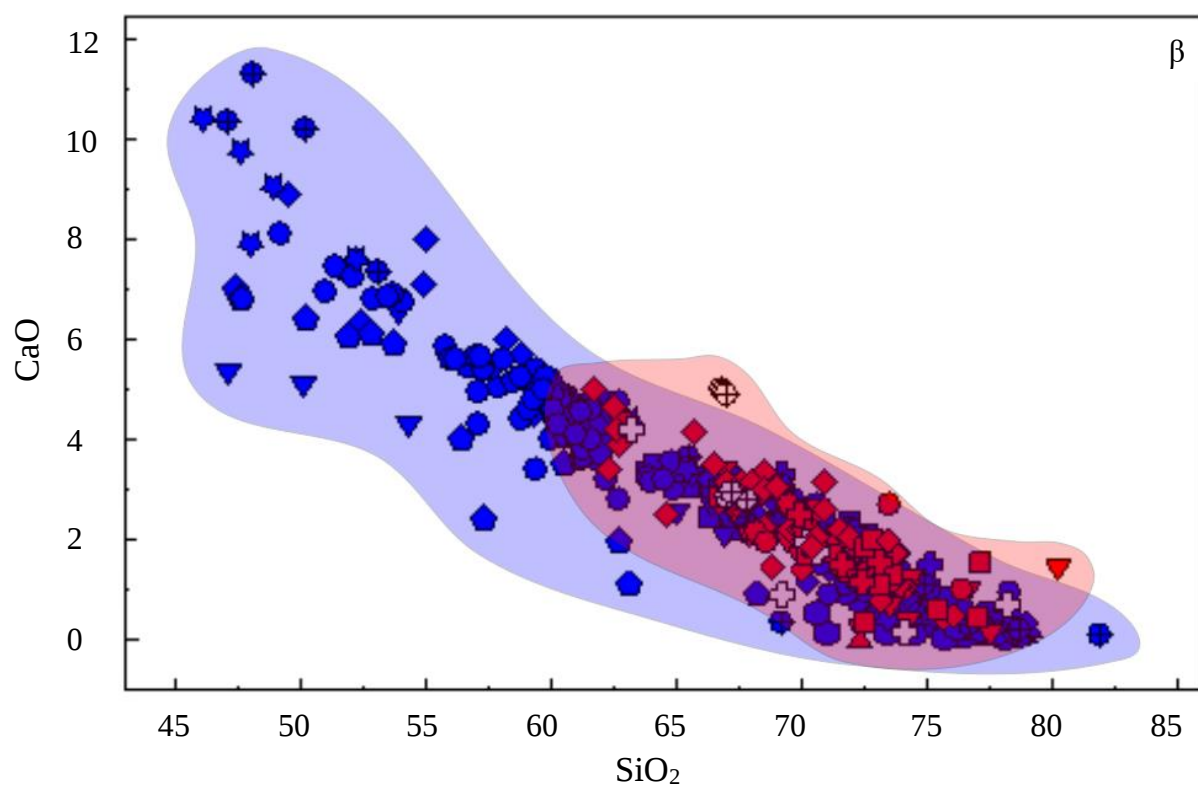
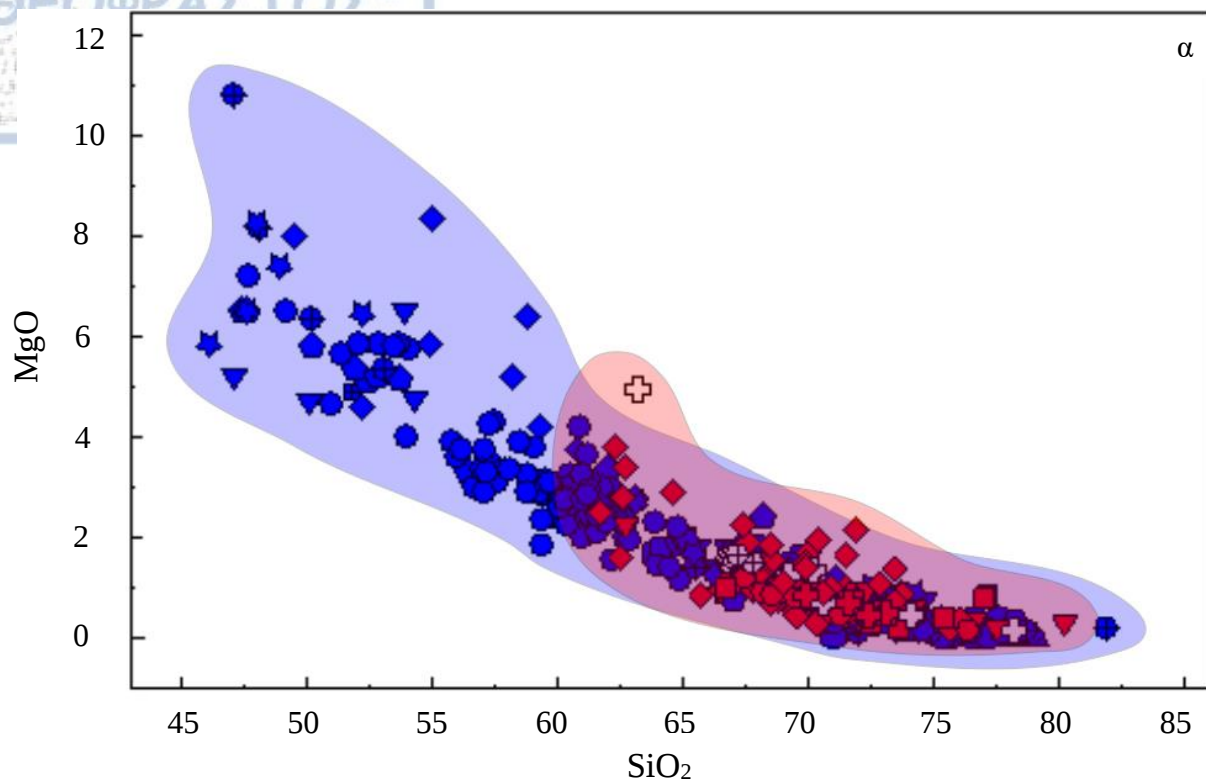
- ✚ Thracia terrane
- Kesebir
- Byala Reka
- ▼ Rhodope Terrane
- ▲ Banite – Calabovo
- ◆ Startsevo
- ⊕ Strandja



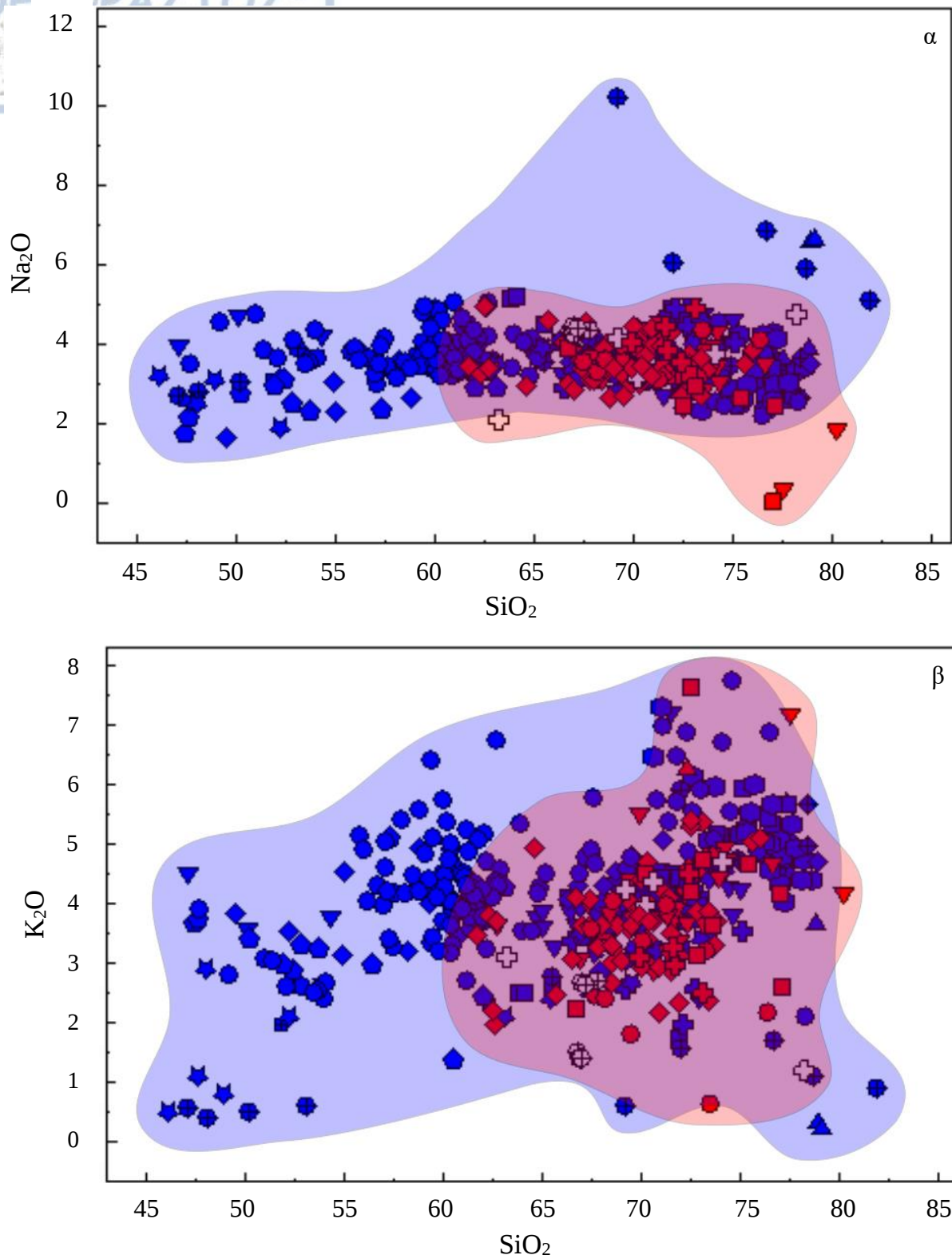
Σχήμα 4.2. 1 α. Διάγραμμα Harker $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$
β. Διάγραμμα Harker $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} - \text{SiO}_2$



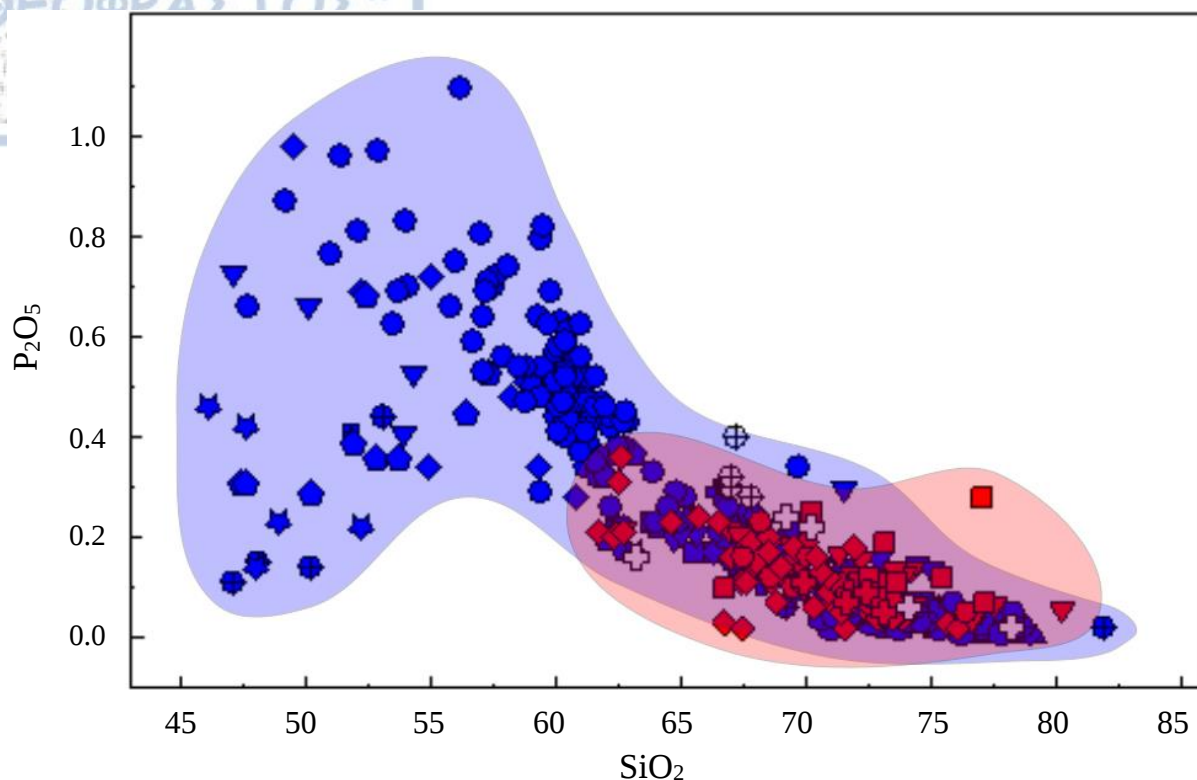
Σχήμα 4.2. 2 α. Διάγραμμα Harker $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$
β. Διάγραμμα Harker $\text{MnO} - \text{SiO}_2$



Σχήμα 4.2. 3 α. Διάγραμμα Harker MgO – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker CaO – SiO₂



Σχήμα 4.2. 4 α. Διάγραμμα Harker Na₂O – SiO₂
 β. Διάγραμμα Harker K₂O – SiO₂



Σχήμα 4.2. 5 Διάγραμμα Harker $P_2O_5 - SiO_2$

TiO_2

Το TiO_2 για την Πελαγονική ζώνη έχει τιμές από 0,01 έως 3,28%, η μάζα της Ροδόπης από 0,02 έως 0,79% και η Strandja από 0,15 έως 0,67%. Η περιεκτικότητα του μειώνεται με την αύξηση τους SiO_2 . Ακόμα, εκτός της κύριας τάσης, εμφανίζεται ακόμα μια, διαφορετική από την κύρια, η οποία αποτελείται από τέσσερα δείγματα της Ολυμπιάδας. Στα βασικά δείγματα εμφανίζεται μικρή διασπορά (Σχ. 4.2.1.α).

Fe_2O_3

Το Fe_2O_3 κυμαίνεται από 0,14 έως 13,3% στην Πελαγονική, από 0,517 έως 6,01% στη Ροδόπη και από 1,33 έως 6,39% στη Strandja. Στο διάγραμμα φαίνεται η ισχυρή τάση μείωσης από τα βασικά δείγματα στα όξινα. Τα πιο όξινα δείγματα εμφανίζονται συγκεντρωμένα, σε σχέση με τα βασικά, στα οποία είναι διακριτή μια μικρή διασπορά (Σχ. 4.2.1.β).

Al₂O₃

Κυμαίνεται από 10,8 έως 19,51% στα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, από 11,41 έως 17,12% της Ροδόπης και από 12,28 έως 16,41% σε αυτά της Strandja. Όσον αφορά τα βασικά δείγματα της Πελαγονικής, στο διάγραμμα, φαίνεται ότι έχουν μια διαφορετική τάση μείωσης από τα πιο όξινα, με πιο έντονη διασπορά. Τα πιο όξινα είναι πιο συγκεντρωμένα κι έχουν όμοια τάση μείωσης με τα δείγματα της Ροδόπης (Σχ. 4.2.2.α).

MnO

Στο διάγραμμα του MnO προβάλλεται η αρνητική συσχέτιση του σε σχέση με το SiO₂. Στην Πελαγονική η μικρότερη τιμή του είναι 0 και η μεγαλύτερη 0,4%, στη Ροδόπη είναι 0,01 και 0,46% και στη Strandja είναι 0,01 και 0,1%, αντίστοιχα. Όσον αφορά τη διασπορά, αυτή είναι μικρή έως και καθόλου, ωστόσο υπάρχουν κάποια δείγματα από τους πλουτωνίτες της Καστοριάς, του Baba και της Βερδικούσας, τα οποία δεν προβάλλονται στην κύρια τάση (Σχ. 4.2.2.β).

MgO

Η περιεκτικότητα του MgO στα δείγματα της Πελαγονικής μειώνεται από 10,77 έως 0%, στη μάζα της Ροδόπης από 3,76 έως 0,1% και στη Strandja από 4,93 έως 0,13%. Η διασπορά από το 46 έως το 60% είναι έντονη και μικρή έως καθόλου σε δείγματα με SiO₂ πάνω από 60% (Σχ. 4.2.3.α).

CaO

Το CaO, όπως και τα δύο παραπάνω οξειδία, παρουσιάζει καλή γραμμική αρνητική συσχέτιση με το SiO₂. Η περιεκτικότητα του στην Πελαγονική κυμαίνεται από 0,04 έως 11,84%, στη Ροδόπη από 0,02 έως 4,97% και στη Strandja από 0,14 έως 4,97%. Η διασπορά των δειγμάτων είναι όμοια με αυτή των δειγμάτων του MgO (Σχ. 4.2.3.β).

Na₂O

Όπως φαίνεται στο διάγραμμα, το Na₂O εμφανίζει μια μικρή θετική συσχέτιση από το 46% μέχρι, περίπου, το 65% του SiO₂. Έπειτα, η τάση φαίνεται να παρουσιάζει μια ελαφριά μείωση. Το Na₂O για την Πελαγονική κυμαίνεται από 1,65 έως 10,16%, για τη μάζα της Ροδόπης από 0,05 έως 4,91% και για τη Strandja από 2,06 έως 4,72%. Η διασπορά είναι εμφανής από το 46 – 65% και όσον αφορά τα δείγματα με SiO₂ πάνω από 65%, αυτά, είναι πιο συγκεντρωμένα (Σχ. 4.2.4.α).

K₂O

Το K₂O αυξάνεται με την αύξηση της περιεκτικότητας του SiO₂ και μετά το 75% διακρίνεται αρνητική τάση. Στην Πελαγονική το K₂O κυμαίνεται από 0,05 έως 7,72%, στη Ροδόπη από 0,62 έως 7,61% και στη Strandja από 1,17 έως 4,68%. Η διασπορά του είναι μεγάλη (Σχ. 4.2.4.β).

P₂O₅

Το P₂O₅ στην Πελαγονική έχει τιμές από 0 έως 1,09%, στη Ροδόπη από 0 έως 0,36% και στη Strandja από 0,02 έως 0,4%. Περίπου μέχρι το 57,5% SiO₂ παρουσιάζει θετική συσχέτιση κι έπειτα γίνεται αρνητική. Όσον αφορά τη διασπορά, είναι μεγάλη μέχρι το 57,5% SiO₂ και στη συνέχεια τα δείγματα είναι συγκεντρωμένα (Σχ. 4.2.5).

4.3. Ιχνοστοιχεία – Σπάνιες γαίες

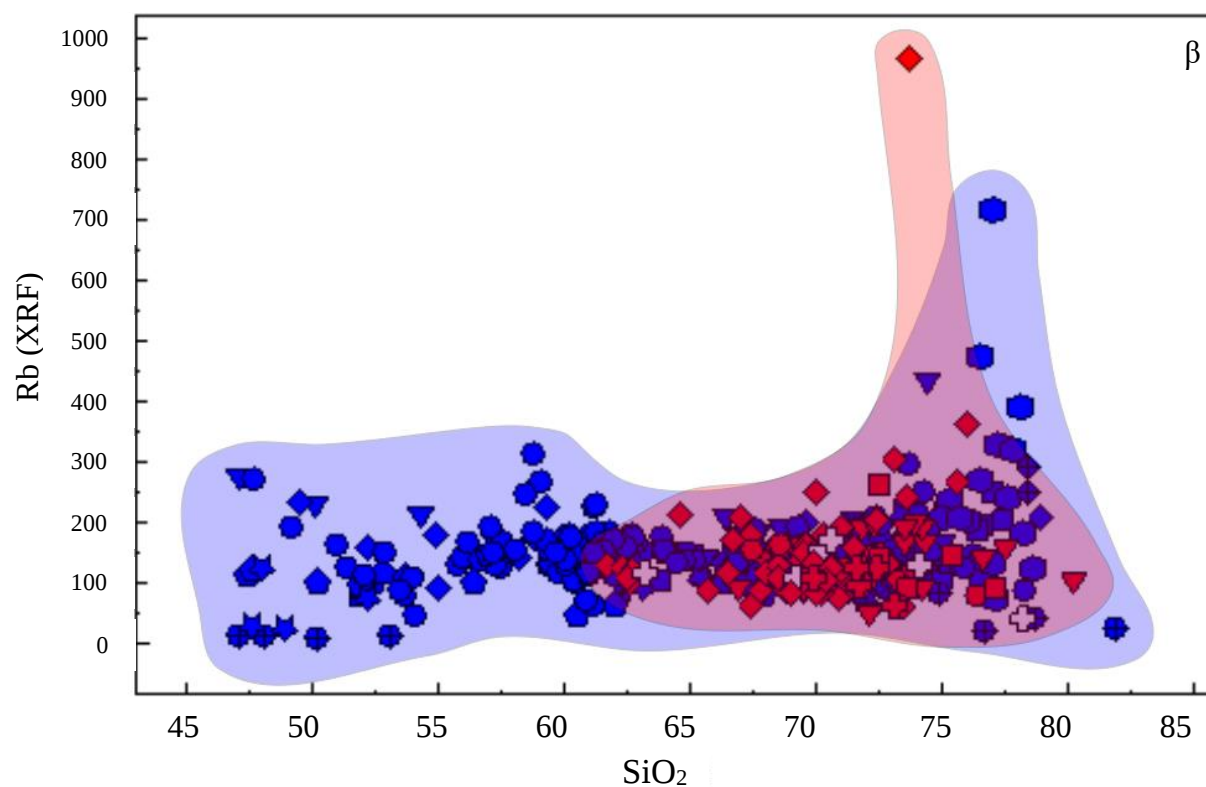
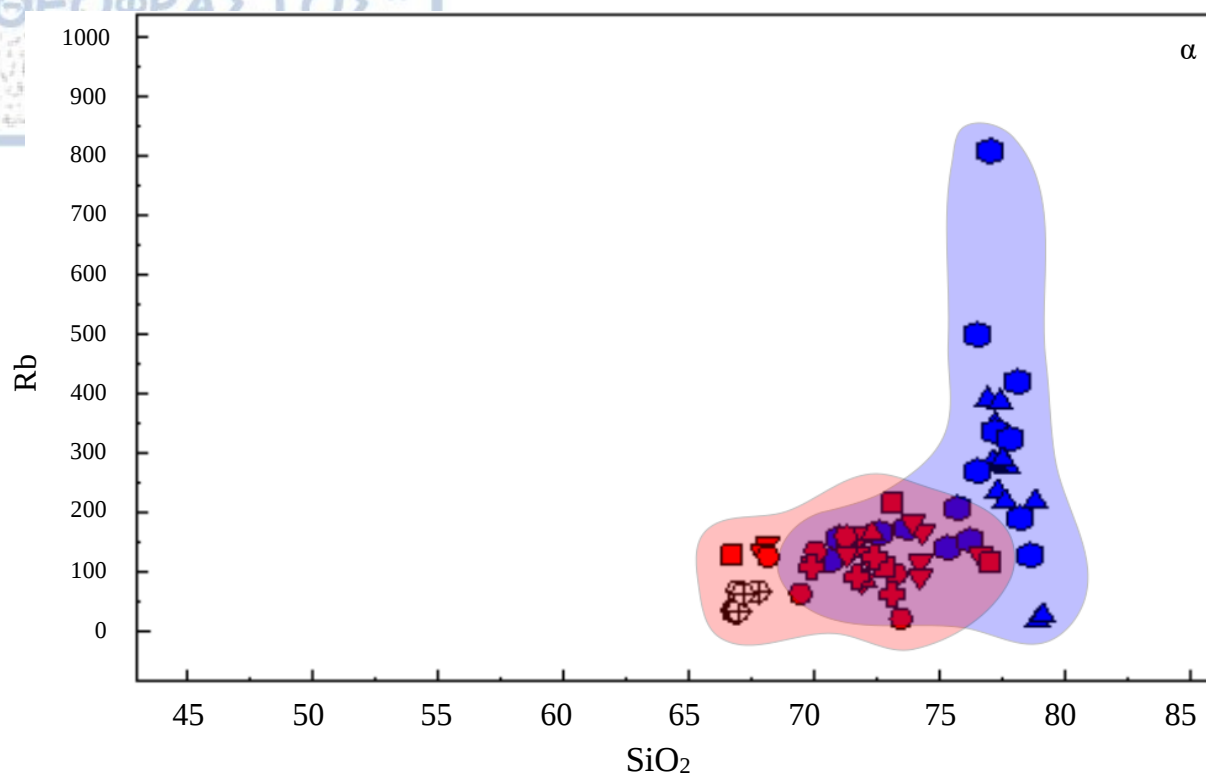
Οι σπάνιες γαίες είναι μια ομάδα 15 στοιχείων με τον ατομικό αριθμό τους να κυμαίνεται από 57, στο La, μέχρι 71, στο Lu. Αυτές με μικρό ατομικό αριθμό ονομάζονται ελαφρές σπάνιες γαίες (La – Sm), έπειτα ακολουθούν οι ενδιάμεσες (Pm – Ho) και τέλος υπάρχουν οι βαριές σπάνιες γαίες (Gd – Lu), με μεγάλο ατομικό αριθμό. Είναι δυσκίνητα ιχνοστοιχεία, άρα δεν επηρεάζονται πολύ όταν τα πετρώματα υποστούν χαμηλού βαθμού μεταμορφικές διεργασίες, αποσάθρωση ή/και υδροθερμικές αλλοιώσεις. Επομένως, για τη σύγκριση των πλουτωνιτών κατασκευάστηκαν διάφορα διαγράμματα μεταβολής σπανίων γαιών με δείκτη διαφοροποίησης το SiO_2 .

Για την κατασκευή διαγραμμάτων, χρησιμοποιήθηκαν γεωχημικές αναλύσεις 316 δειγμάτων της Πελαγονικής, 110 της Ροδόπης και 12 της Strandja.

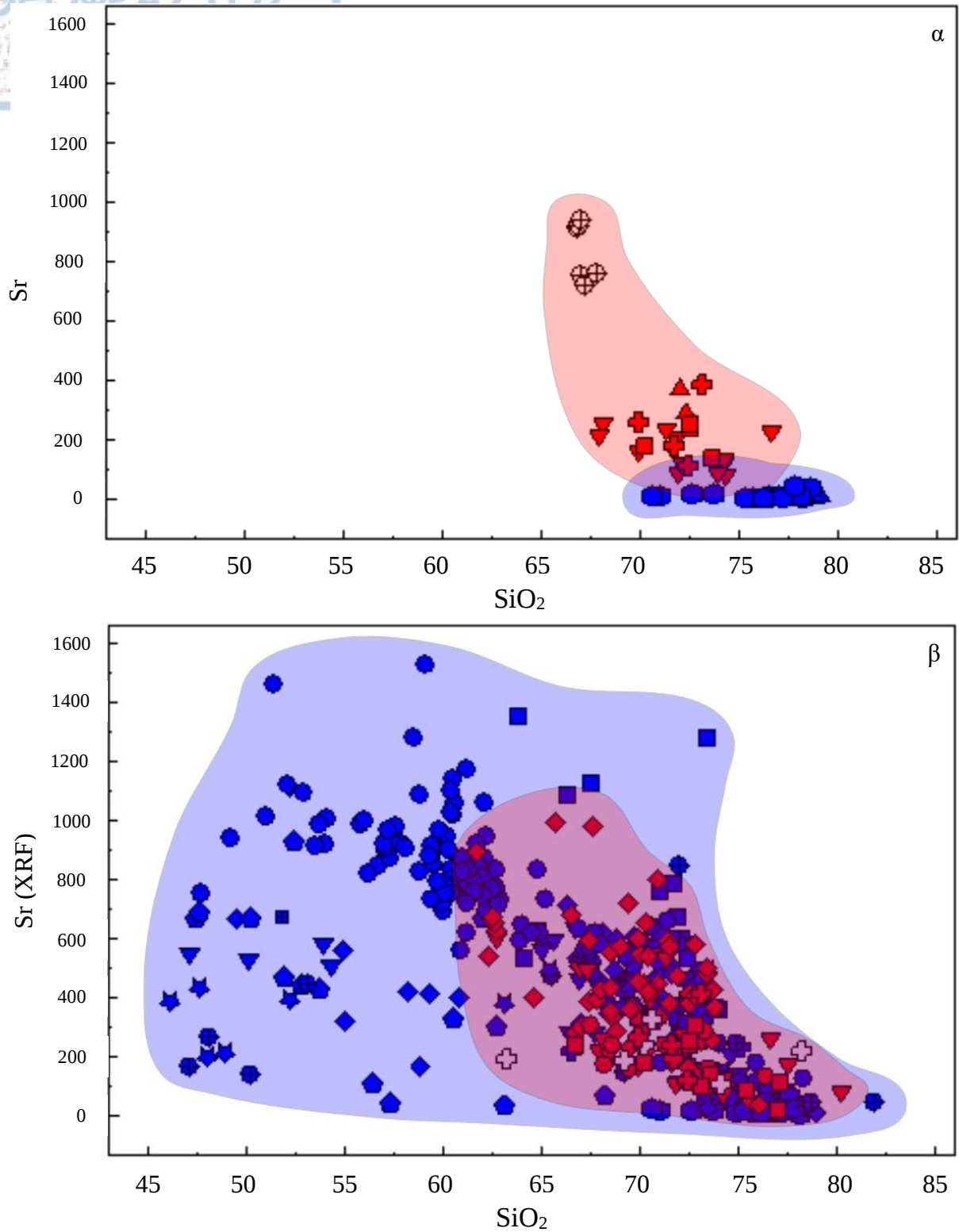
Τα ιχνοστοιχεία που αναλύθηκαν με την μέθοδο XRF είναι τα εξής: Rb, Sr, Ba, Co, Cr, V, Sc, Y, Zr, Nb, Th, Zn και Ni, ενώ με την μέθοδο LA – ICP είναι: Rb, Sr, Ba, Co, Pb, Ga, Sc, Y, Zr, Nb, Th, Cs, Ta και Hf.

Από τις σπάνιες γαίες οι: La, Ce, Nd, εκτός από τη μέθοδο LA – ICP, αναλύθηκαν και με μέθοδο XRF.

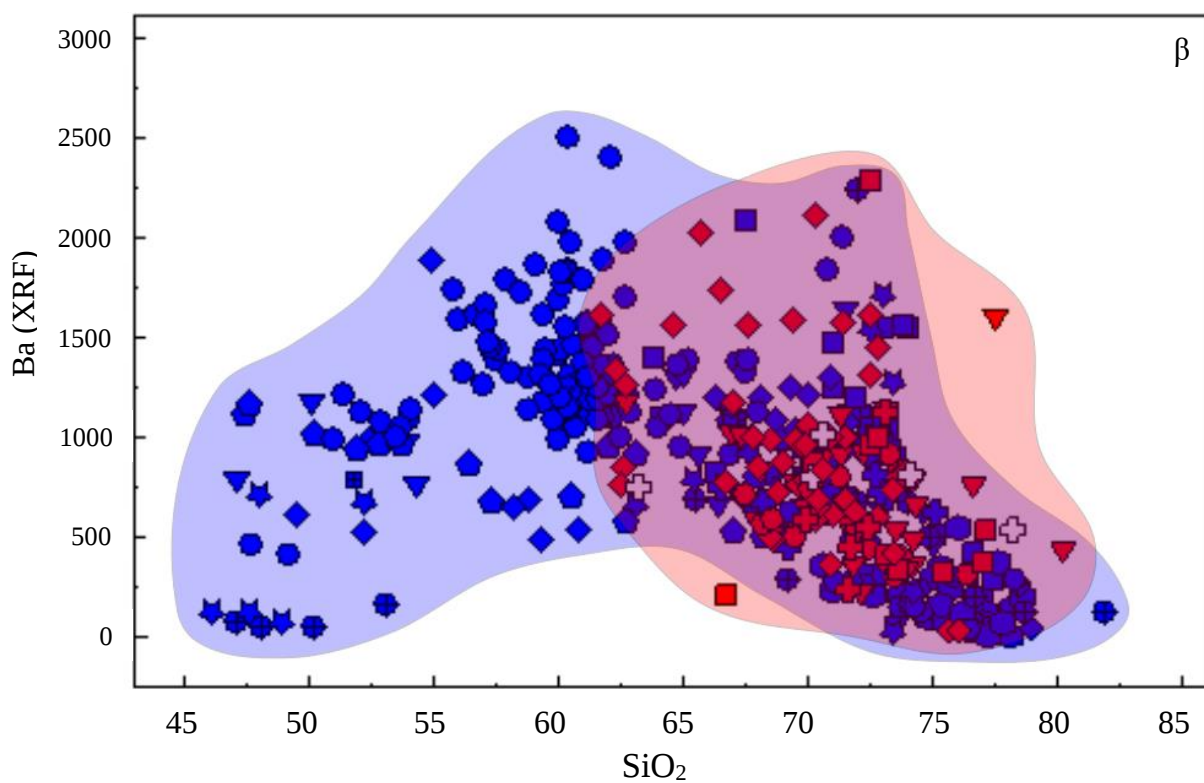
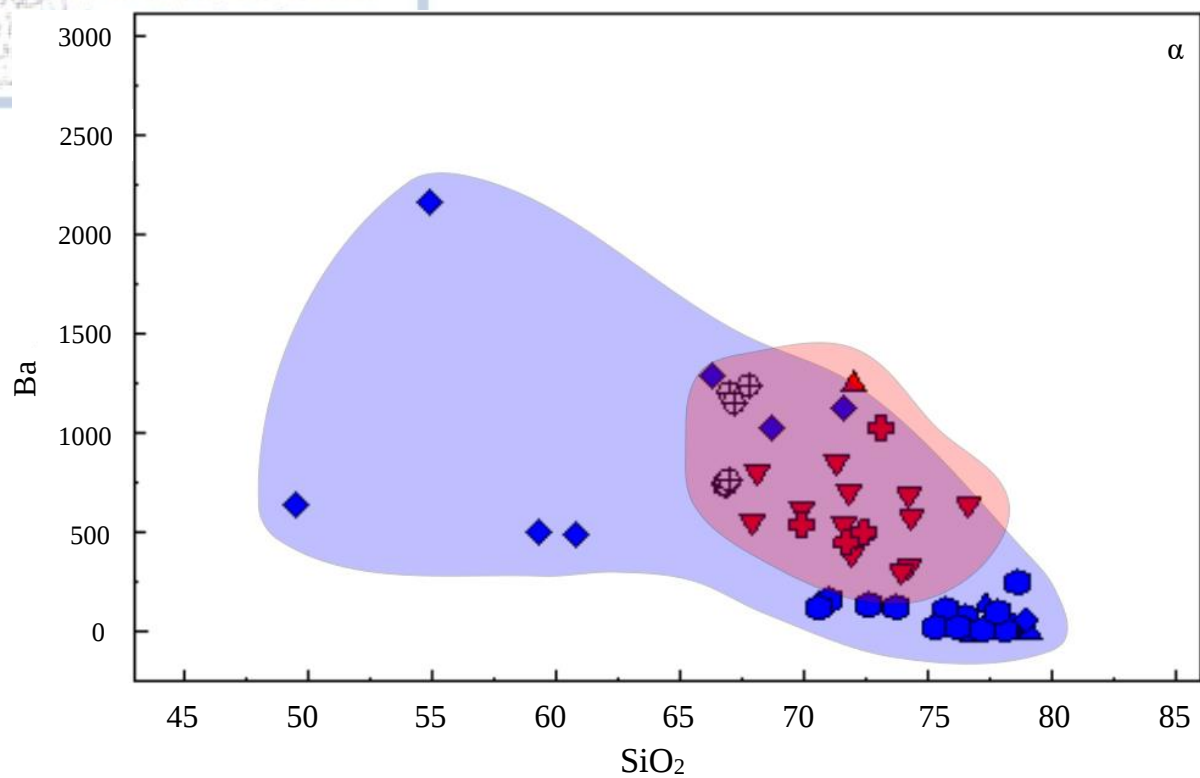
Ο συμβολισμός των δειγμάτων είναι ίδιος με τα κύρια στοιχεία.



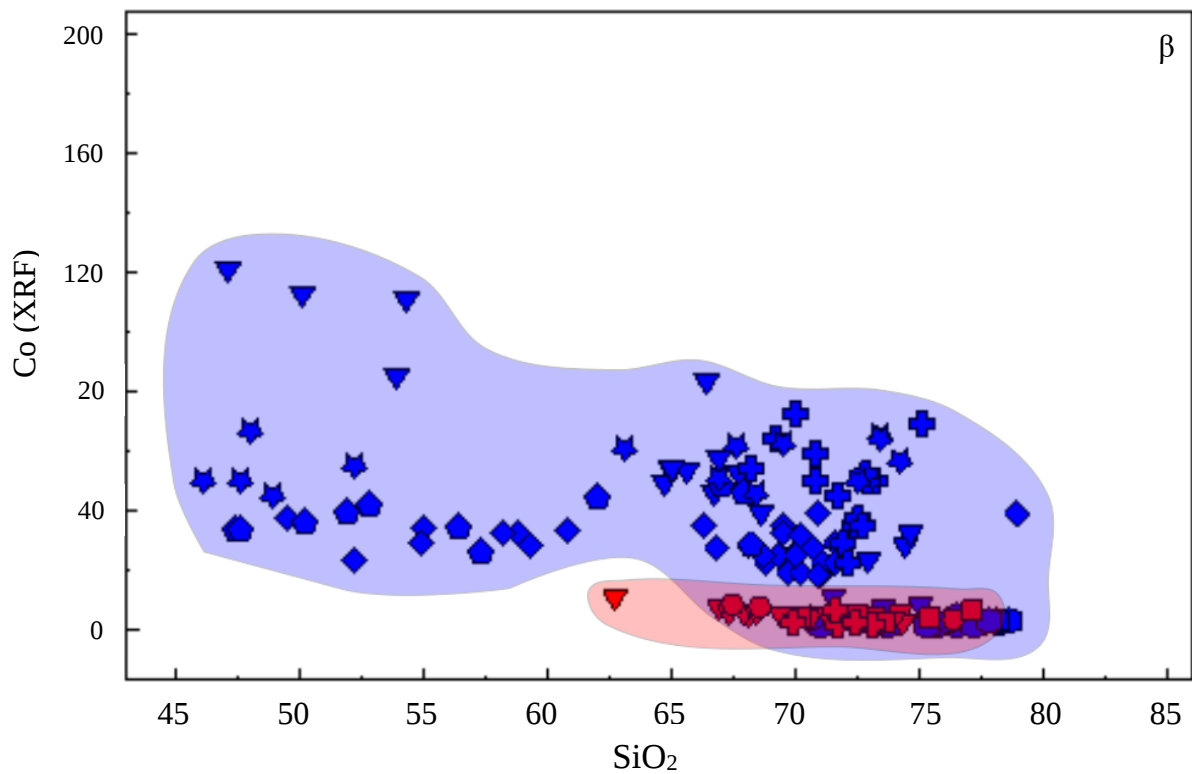
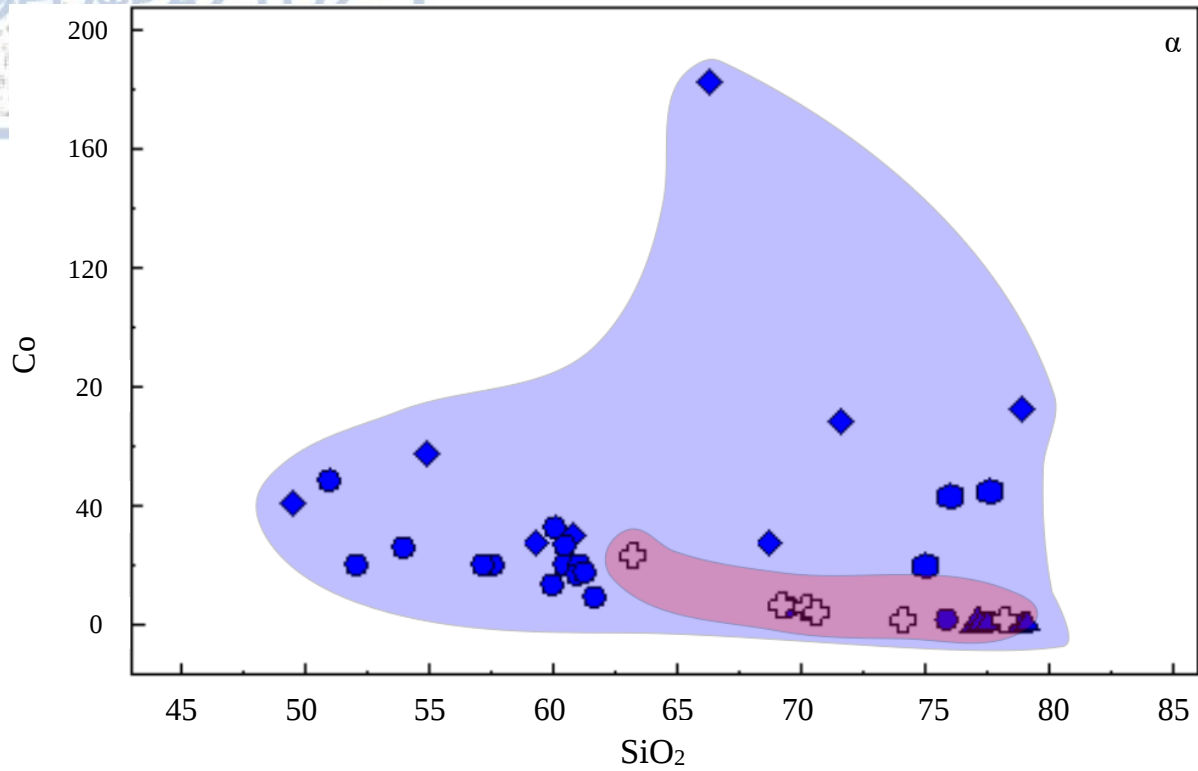
Σχήμα 4.3. 1 α. Διάγραμμα Harker Rb – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Rb (XRF) – SiO₂



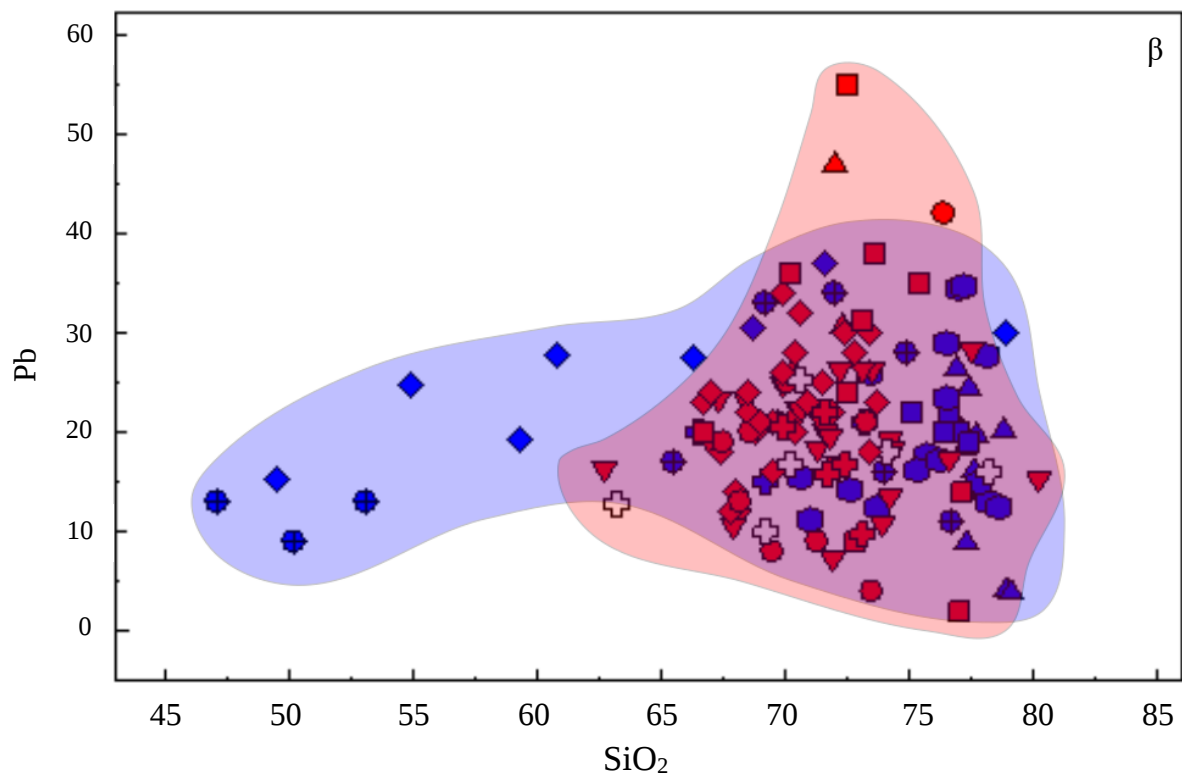
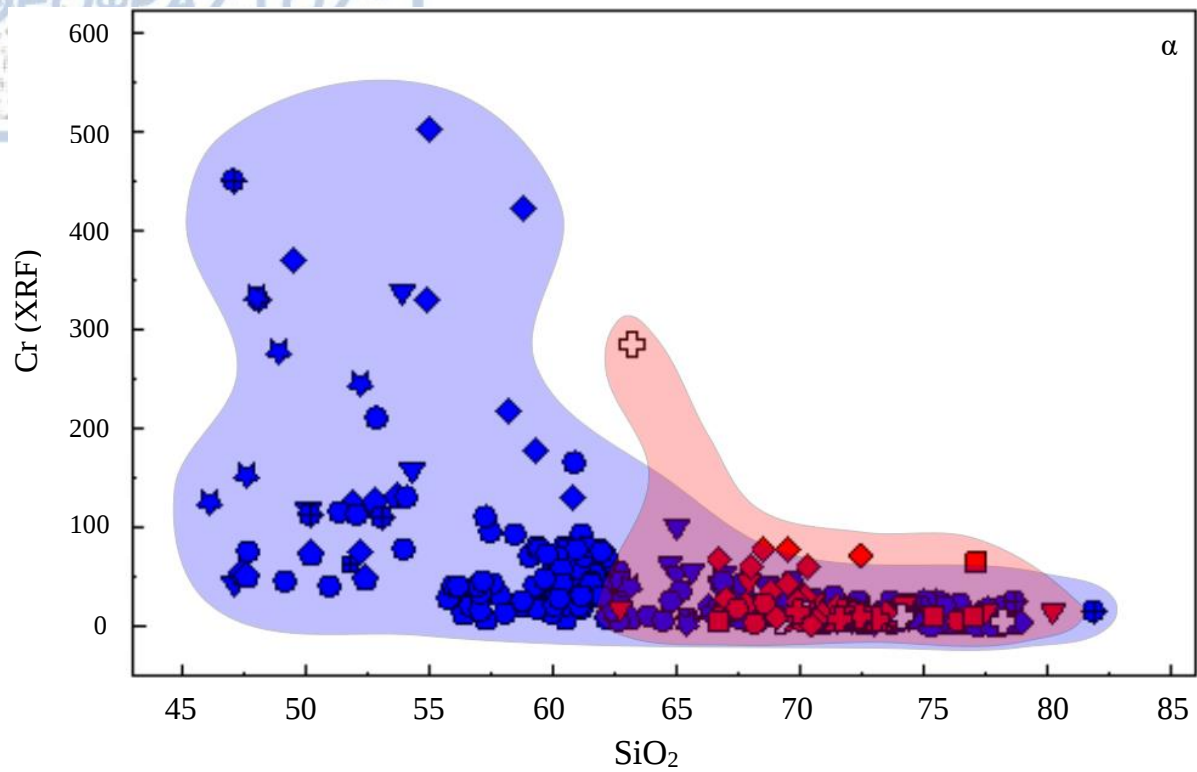
Σχήμα 4.3. 2 α. Διάγραμμα Harker Sr – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Sr (XRF) – SiO₂



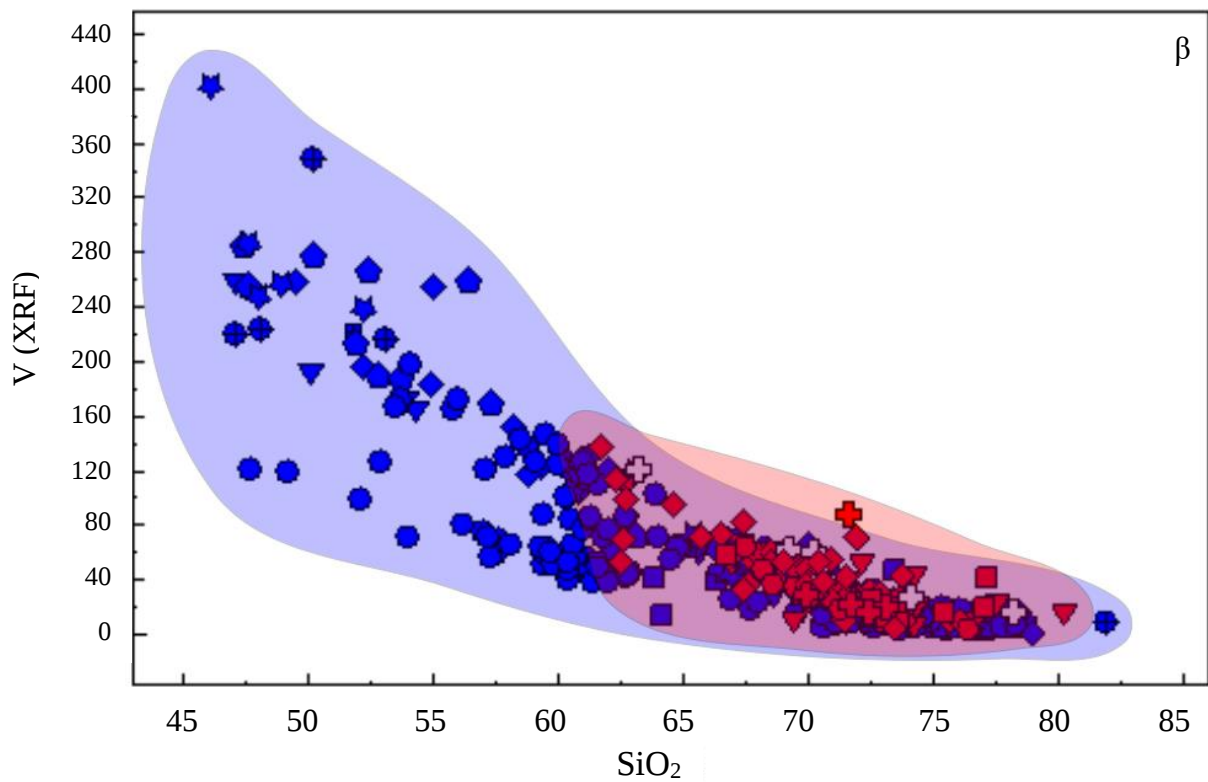
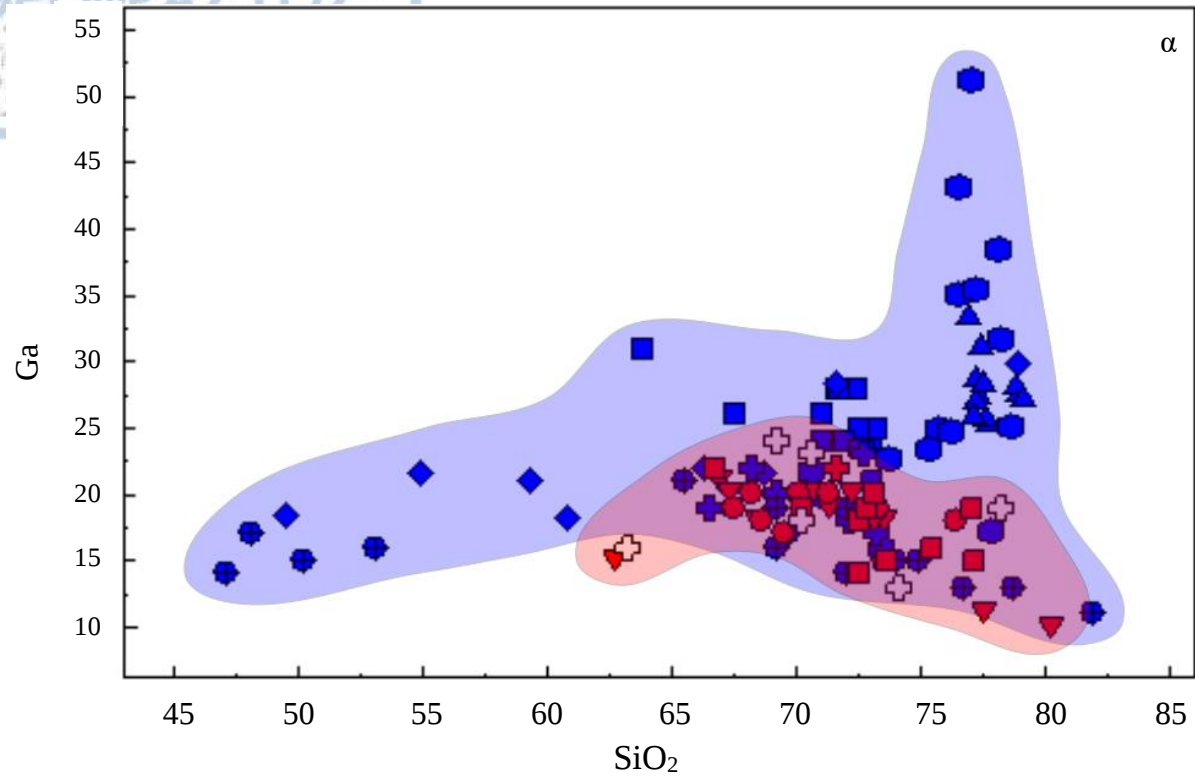
Σχήμα 4.3. 3 α. Διάγραμμα Harker Ba – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Ba (XRF) – SiO₂



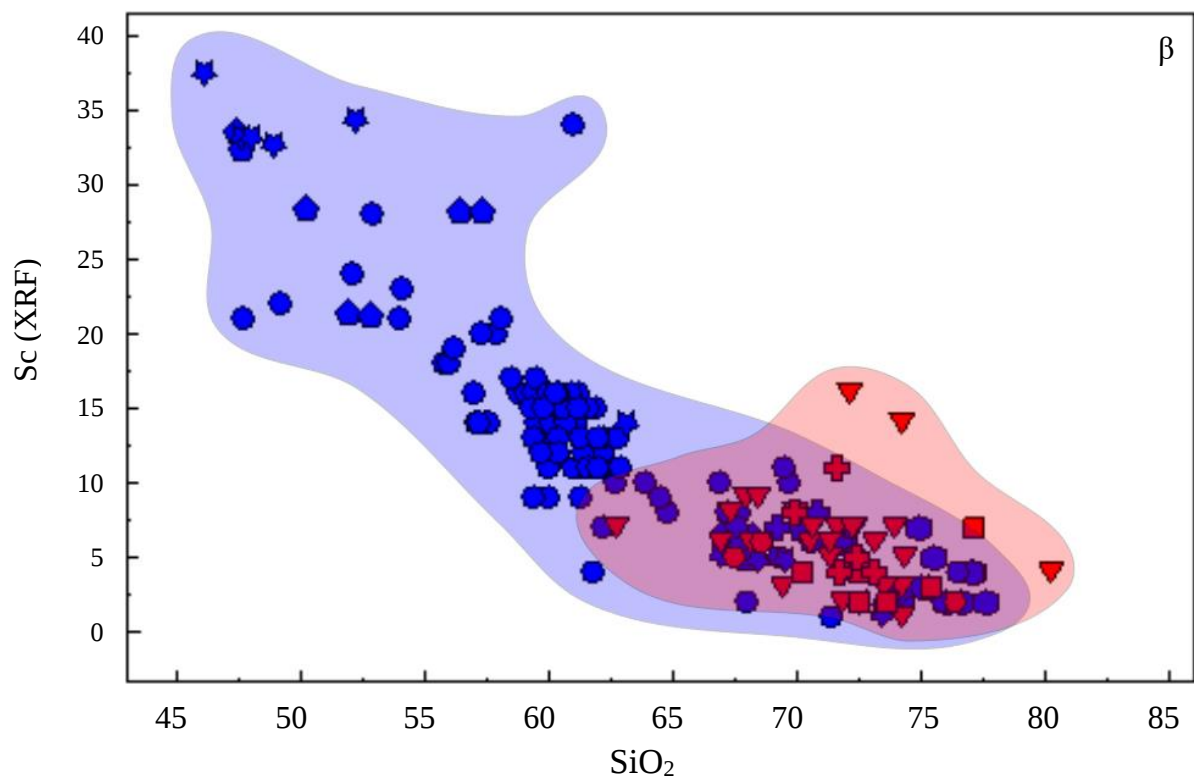
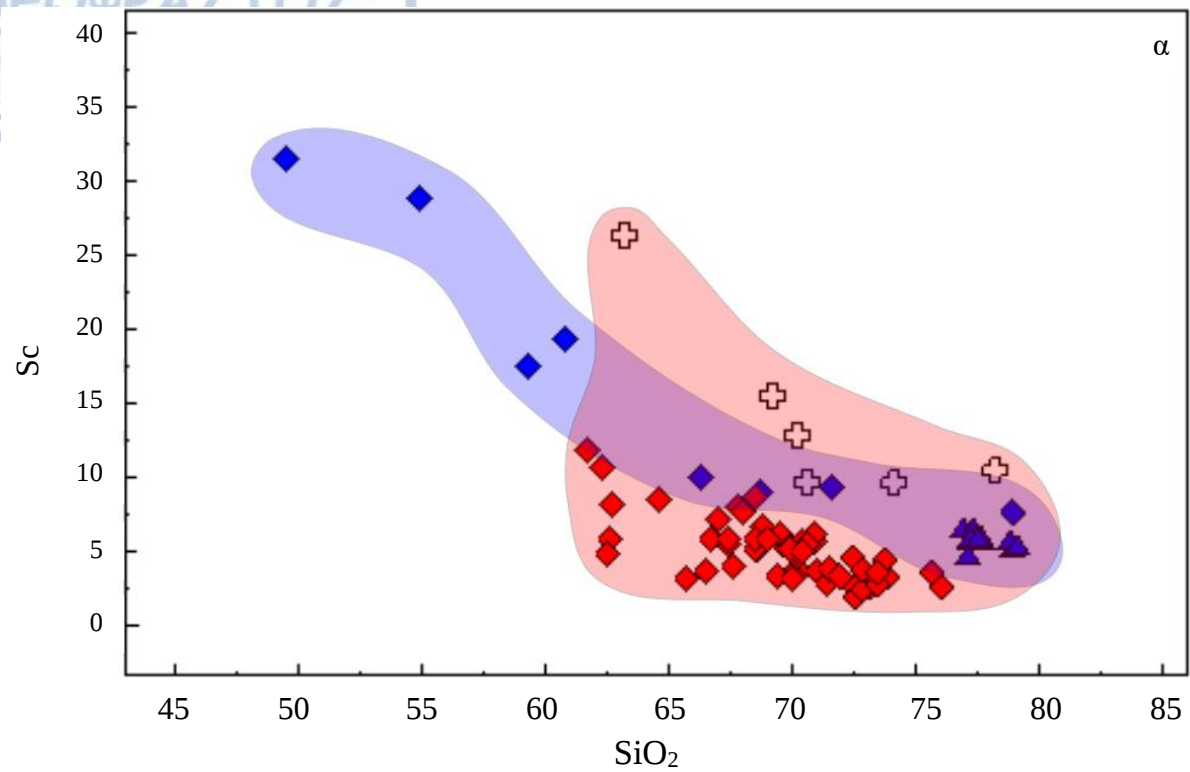
Σχήμα 4.3. 4 α. Διάγραμμα Harker Co – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Co (XRF) – SiO₂



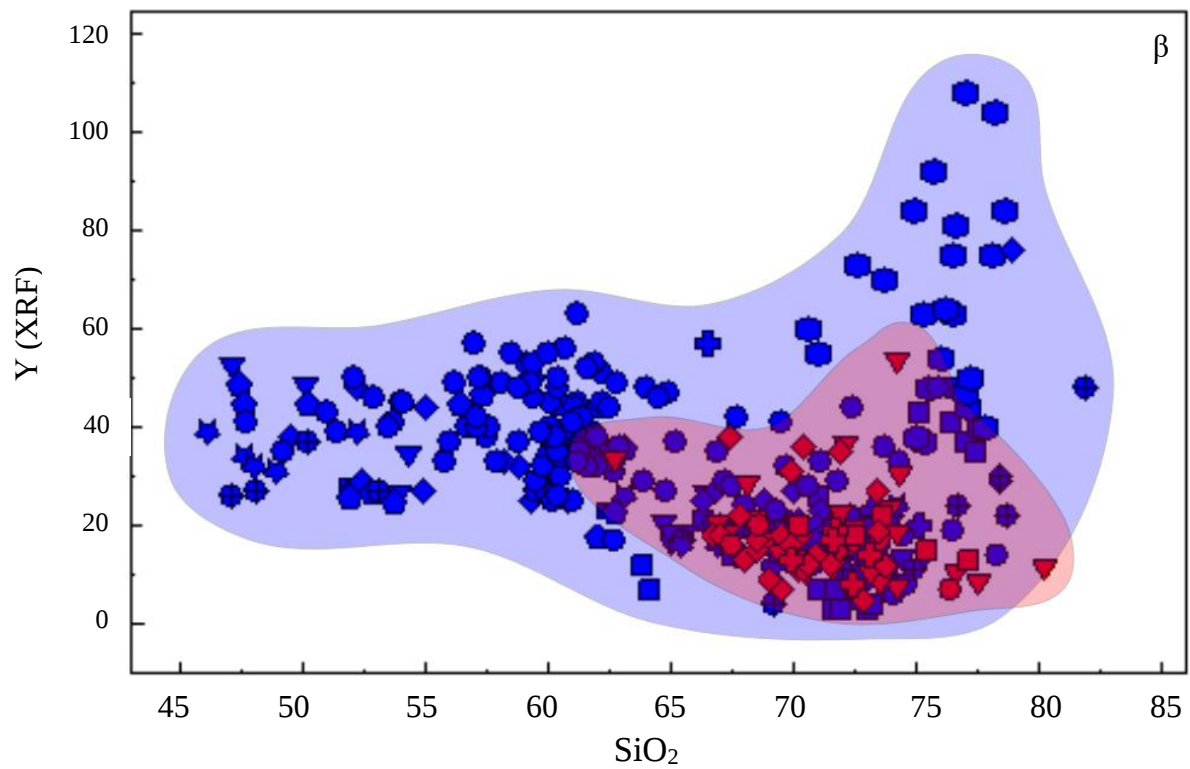
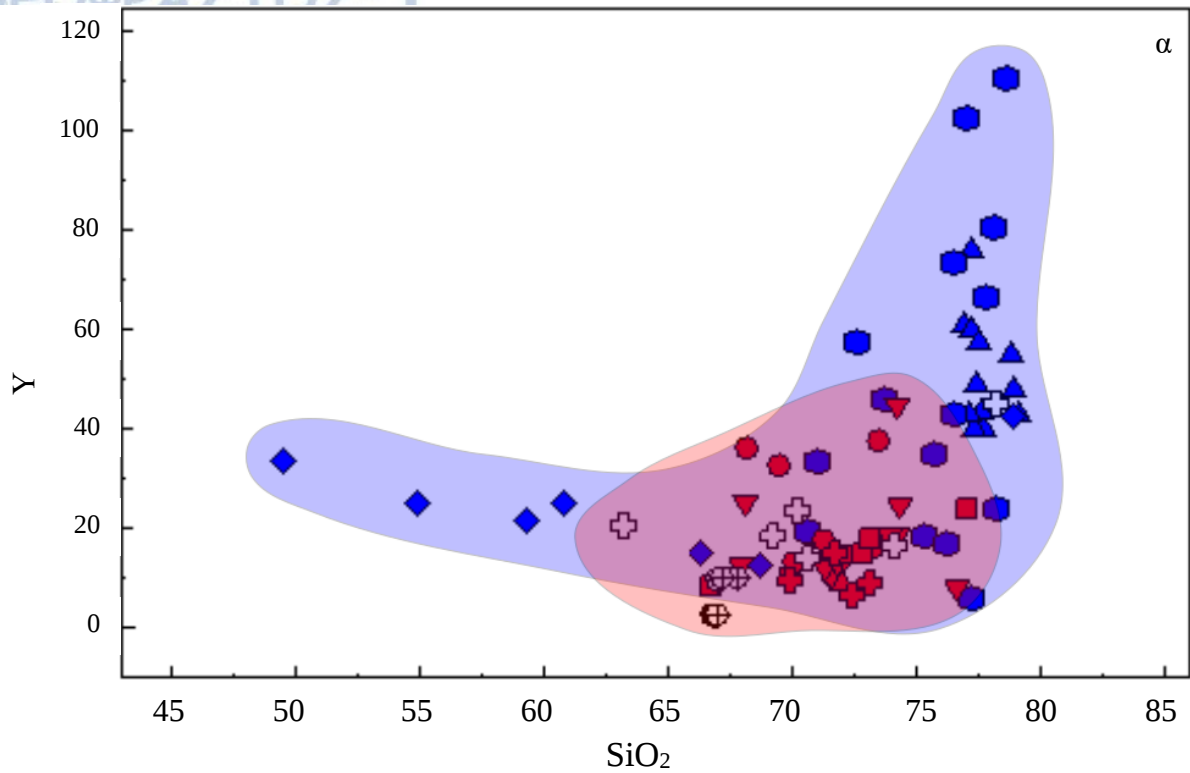
Σχήμα 4.3. 5 α. Διάγραμμα Harker Cr (XRF) – SiO_2
β. Διάγραμμα Harker Pb – SiO_2



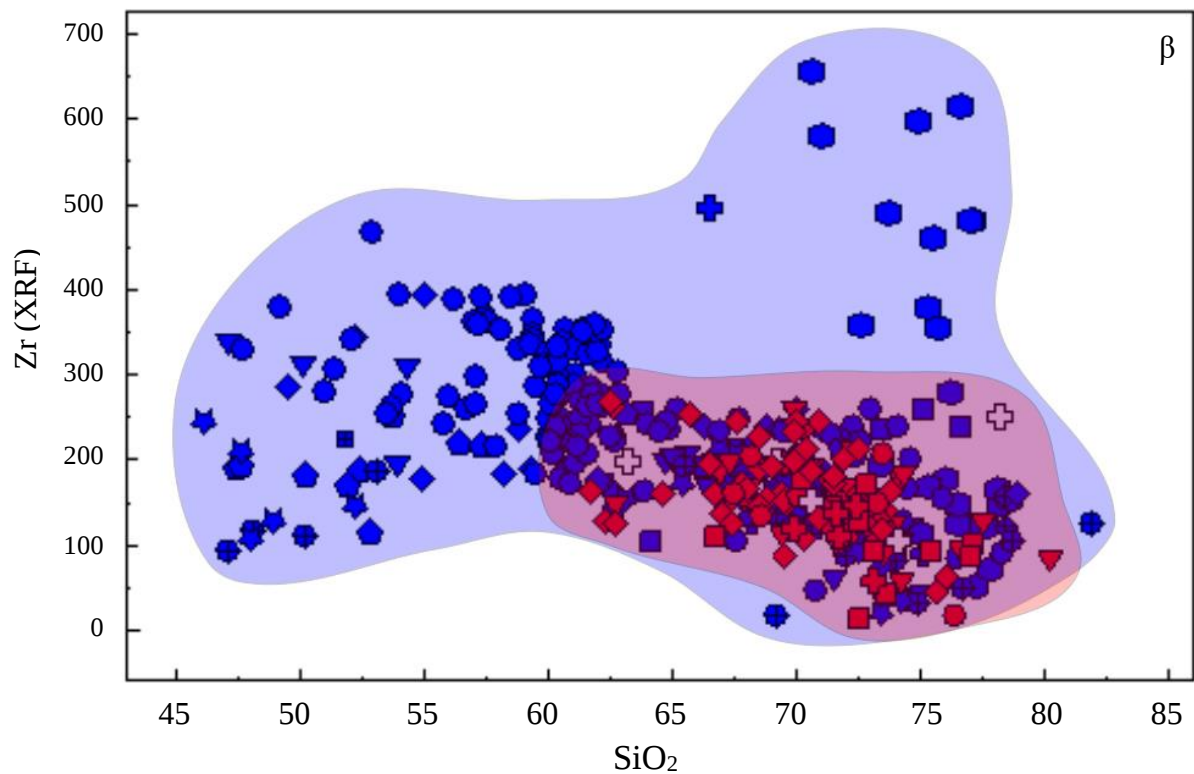
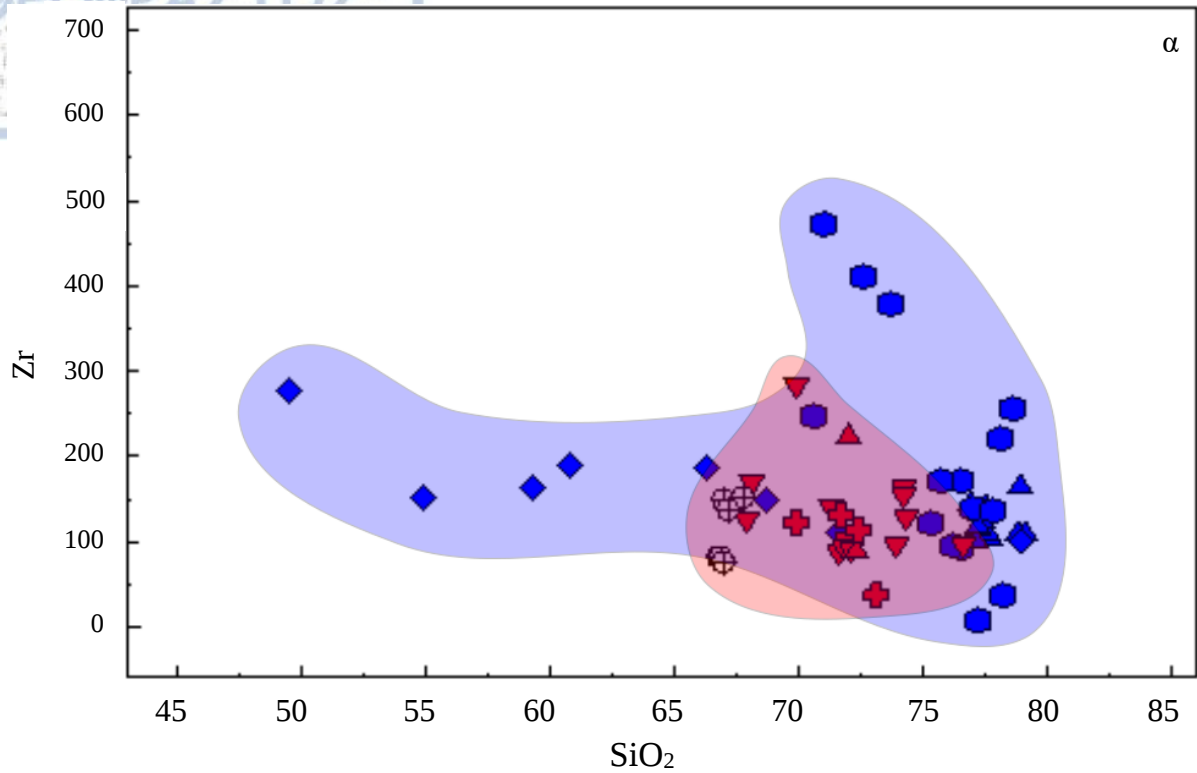
Σχήμα 4.3. 6 α. Διάγραμμα Harker Ga – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker V (XRF) – SiO₂



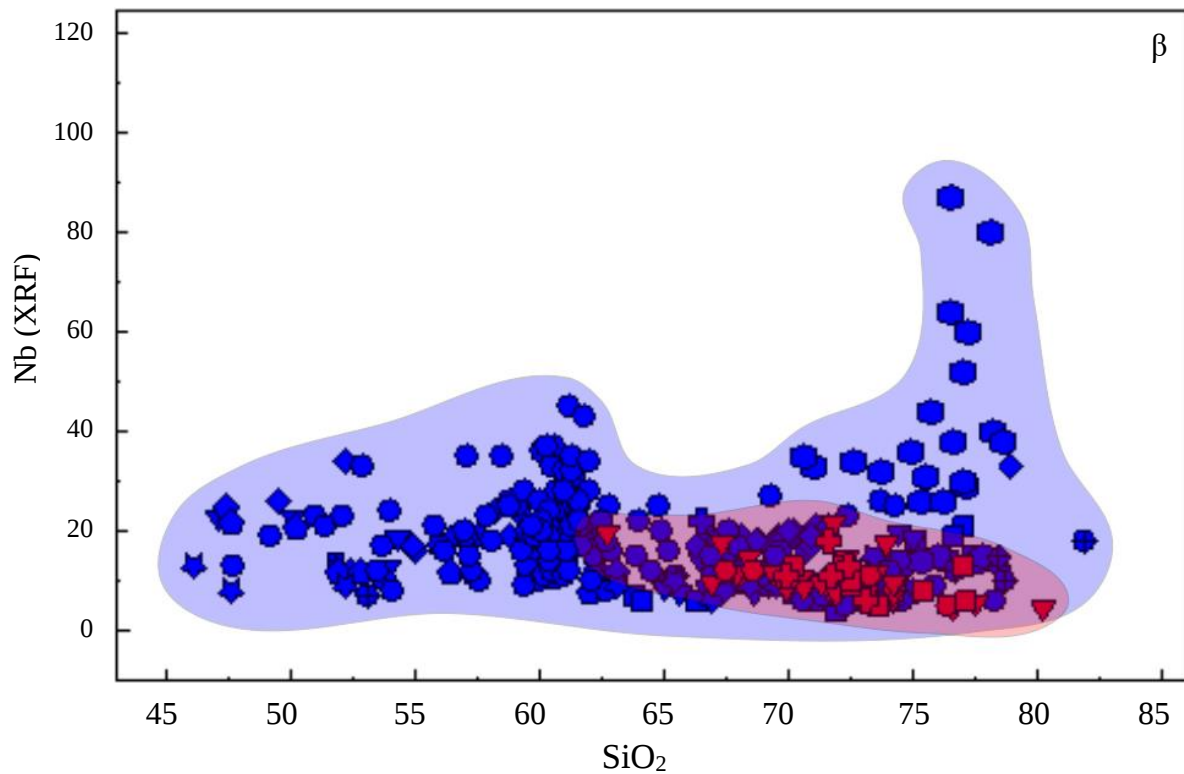
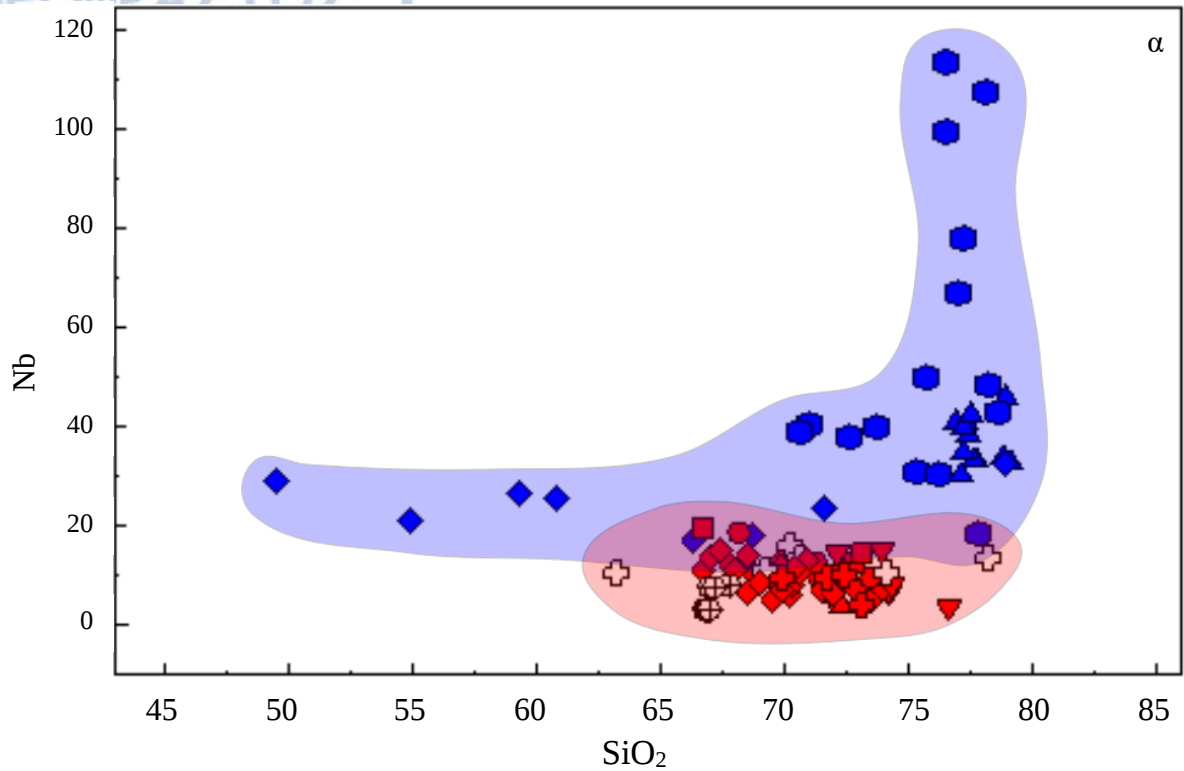
Σχήμα 4.3. 7 α. Διάγραμμα Harker Sc – SiO_2
β. Διάγραμμα Harker Sc (XRF) – SiO_2



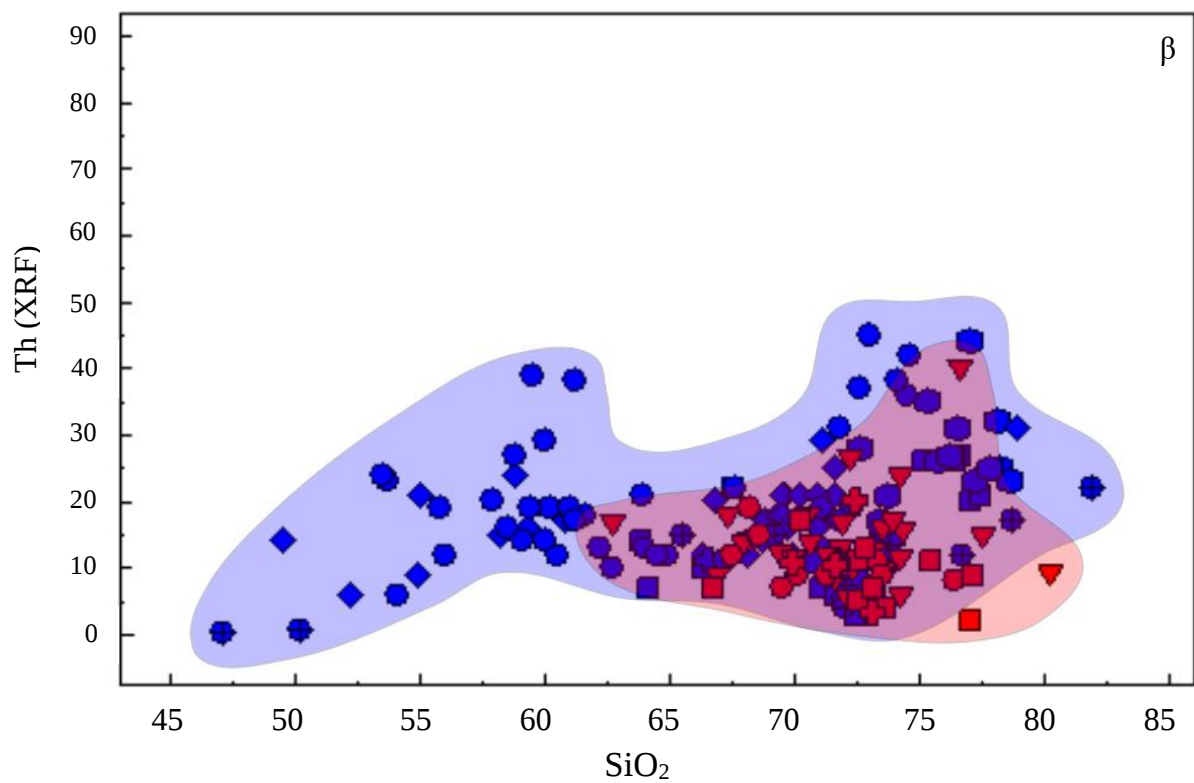
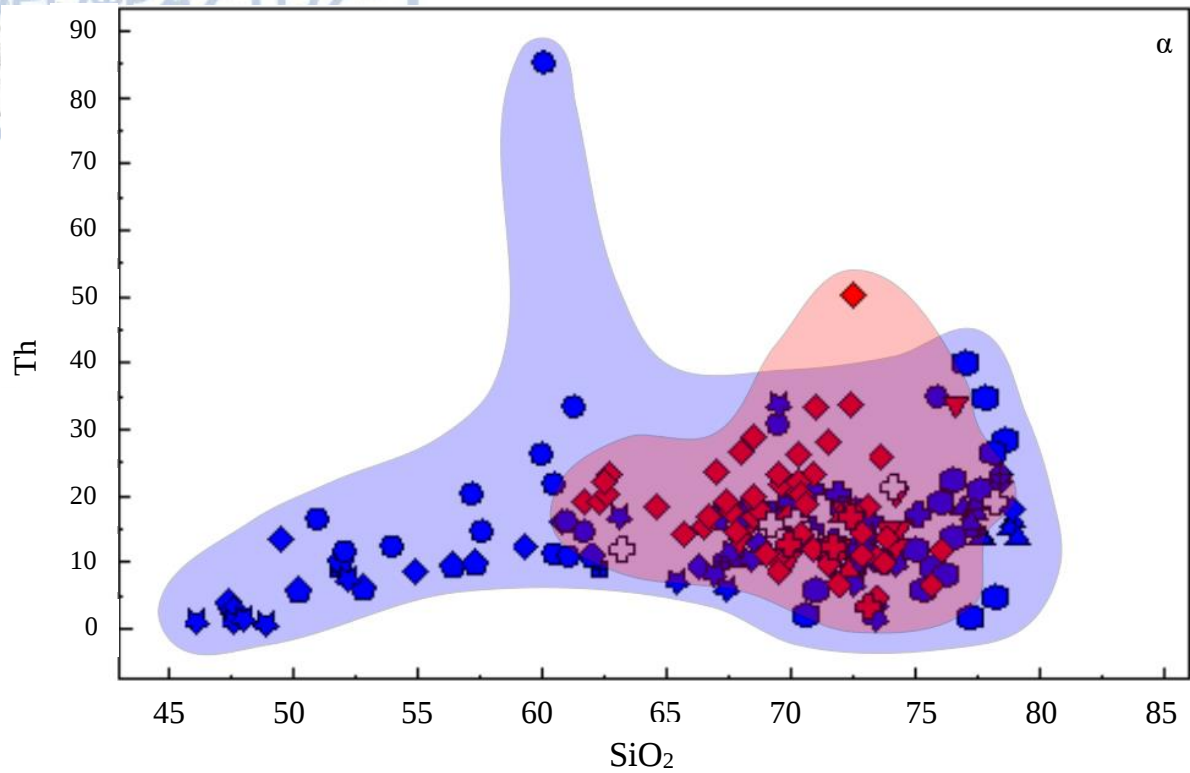
Σχήμα 4.3. 8 α. Διάγραμμα Harker Y – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Y (XRF) – SiO₂



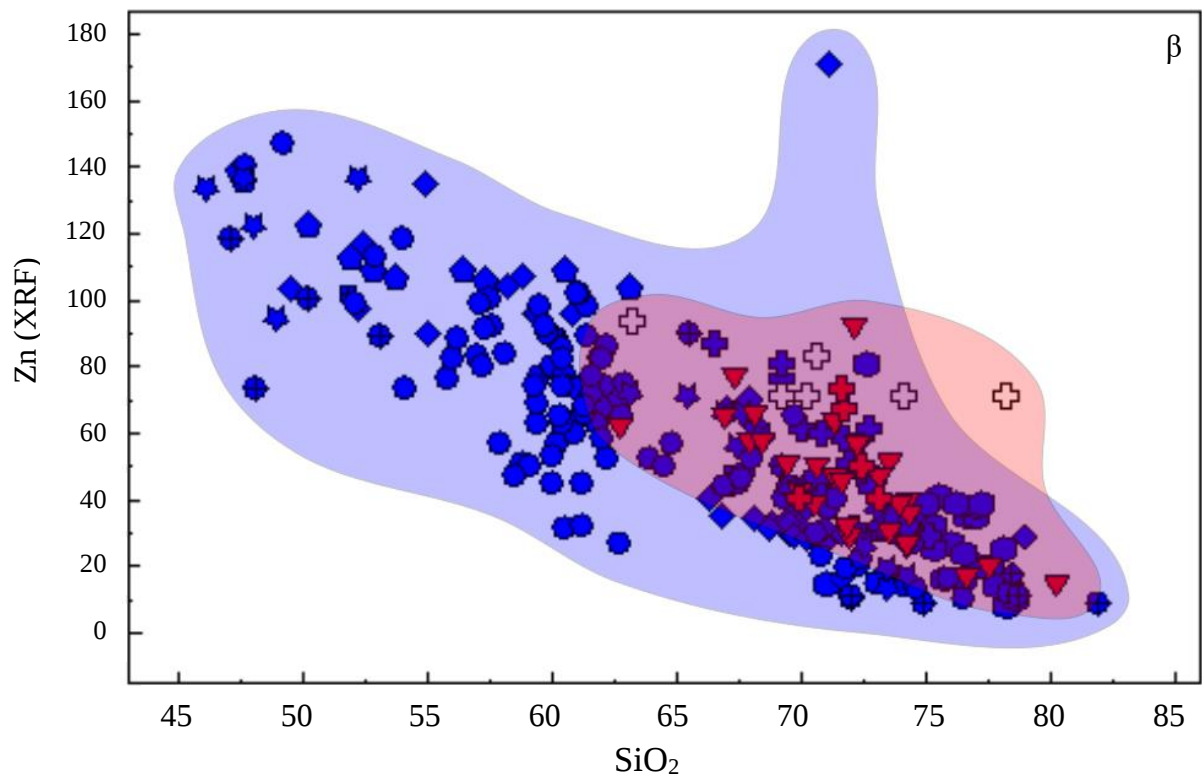
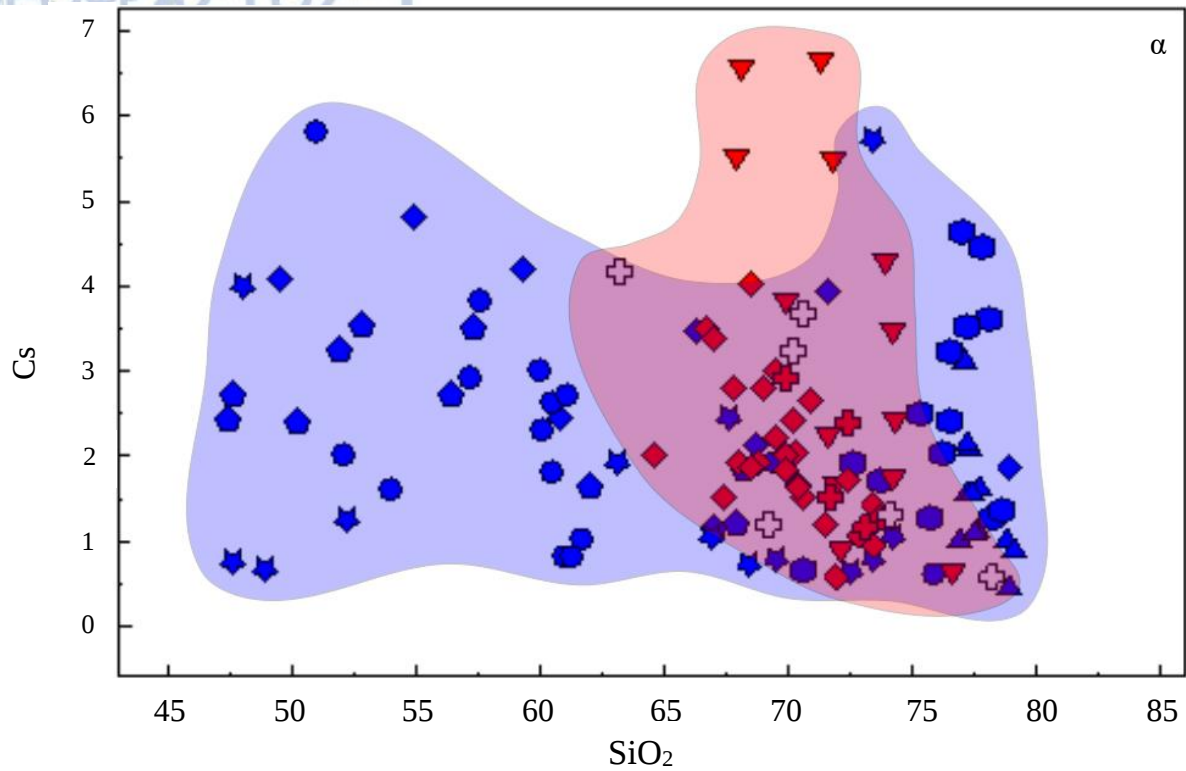
Σχήμα 4.3. 9 α. Διάγραμμα Harker Zr – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Zr (XRF) – SiO₂



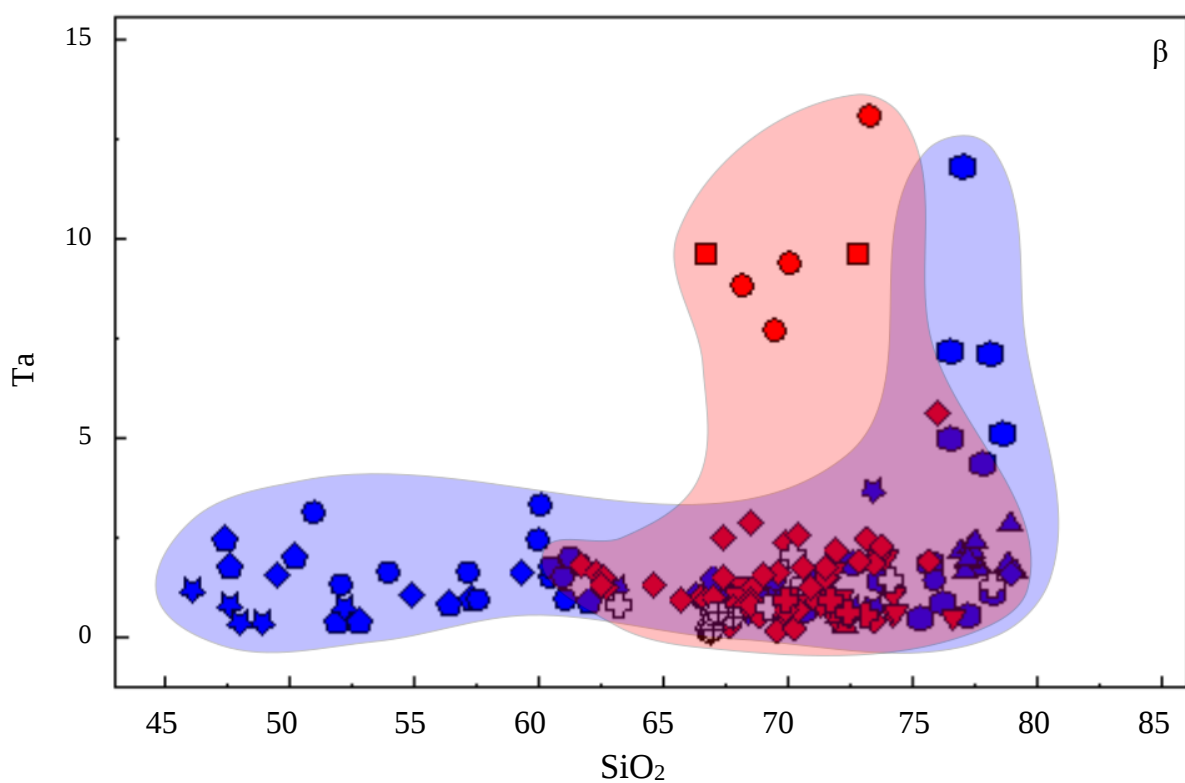
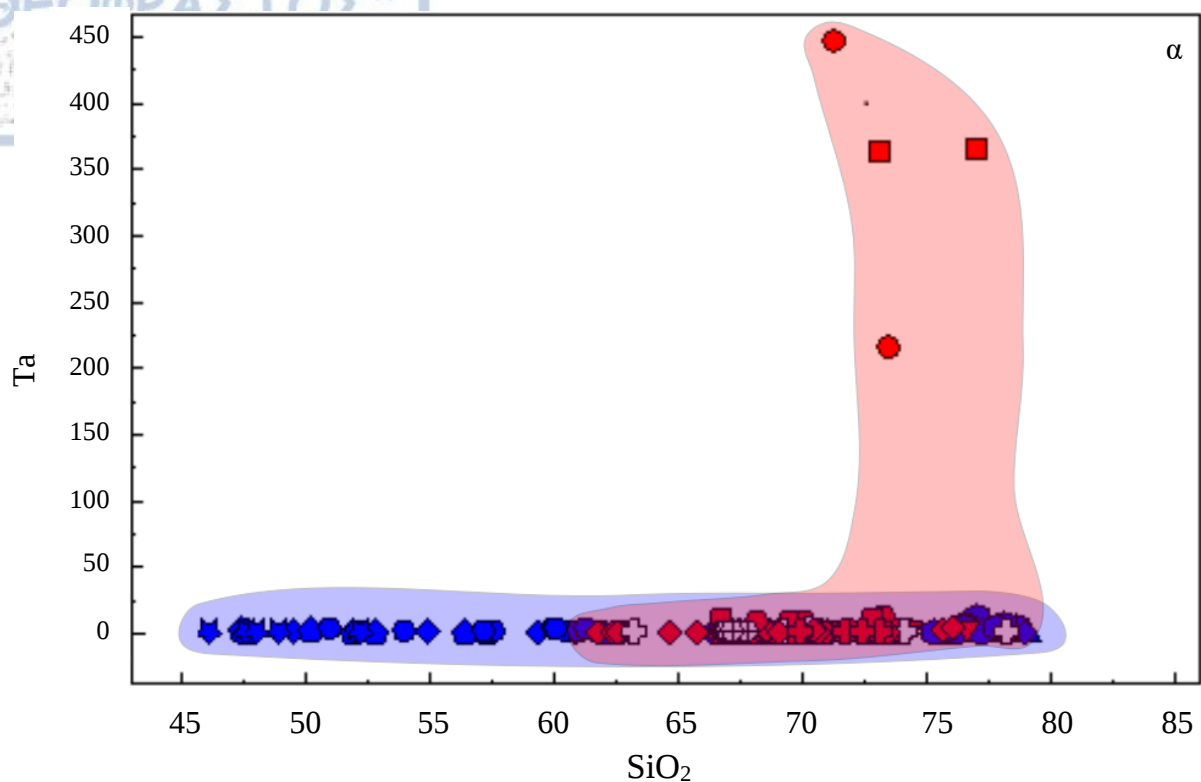
Σχήμα 4.3. 10 α. Διάγραμμα Harker Nb - SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Nb (XRF) - SiO₂



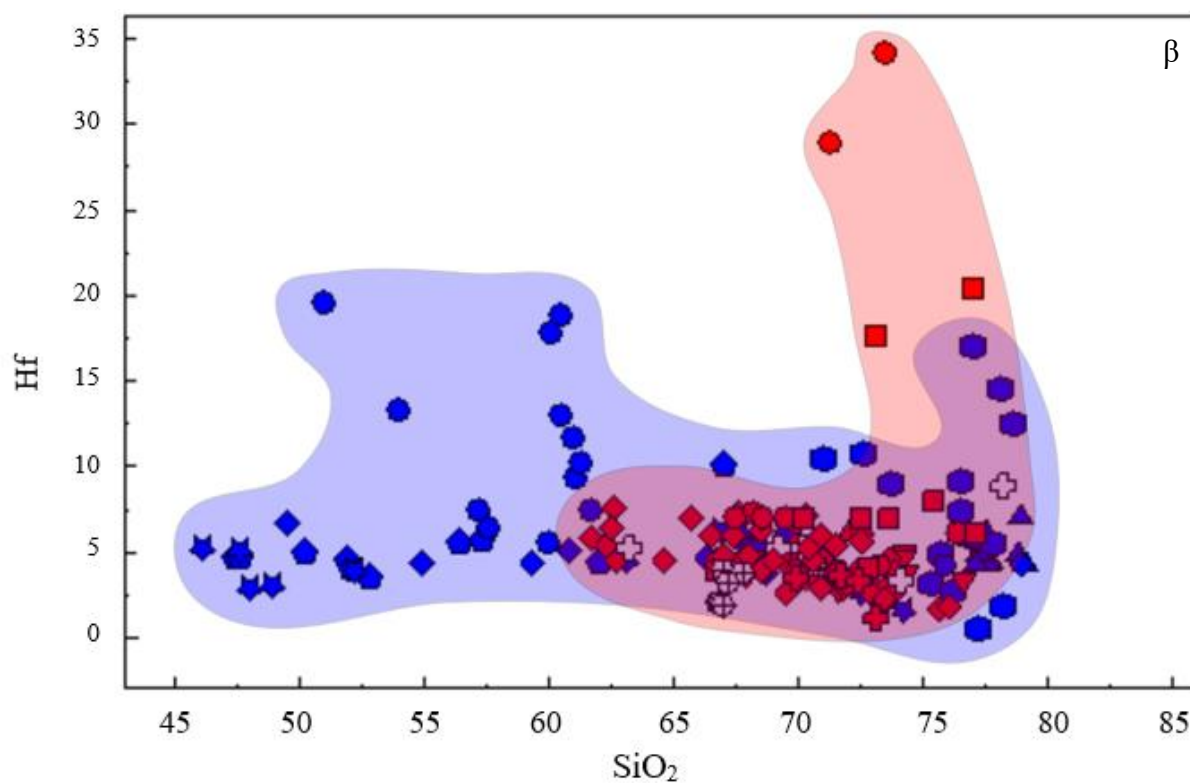
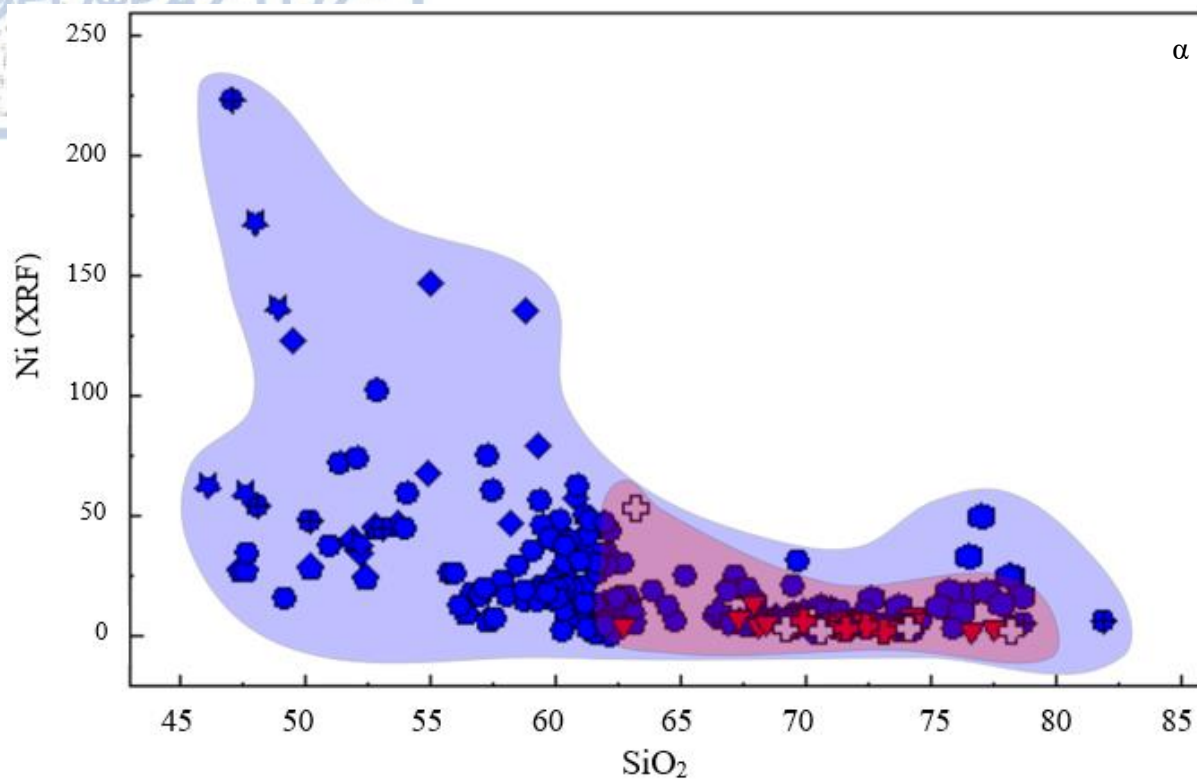
Σχήμα 4.3. 11 α. Διάγραμμα Harker Th – SiO_2
β. Διάγραμμα Harker Th (XRF) – SiO_2



Σχήμα 4.3. 12 α. Διάγραμμα Harker Cs – SiO_2
β. Διάγραμμα Harker Zn (XRF) – SiO_2



Σχήμα 4.3. 13 α. Διάγραμμα Harker Ta – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Ta – SiO₂, ζουμαρισμένο στην περιοχή τιμών Ta από 0 έως 15 ppm



Σχήμα 4.3. 14 α. Διάγραμμα Harker Ni (XRF) – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Hf – SiO₂

Rb

Η τάση του Rb από το 46 μέχρι το 75% SiO₂ φαίνεται να είναι σταθερή. Μετά το 75% στο διάγραμμα παρουσιάζεται θετική συσχέτιση με το SiO₂. Οι τιμές του για την Πελαγονική κυμαίνονται από 5 έως 805,42 ppm, για τη Ροδόπη από 18,8 έως 966 ppm και για τη Strandja από 31,99 έως 170 ppm. Υπάρχουν δύο σημεία που τα δείγματα βρίσκονται σε διασπορά. Το πρώτο είναι στα 46 – 60% και το δεύτερο μετά τα 75% (Σχ. 4.3.1.α – β).

Sr

Το Sr παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με το SiO₂, με τη διασπορά των δειγμάτων της Πελαγονικής να είναι μεγάλη για περιεκτικότητες σε SiO₂ από 45 έως 65%. Οι τιμές της Πελαγονικής είναι από 0,87 έως 1525 ppm, της Ροδόπης είναι από 16 έως 991 ppm και της Strandja από 106 έως 937,61 ppm (Σχ. 4.3.2.α – β).

Ba

Στο διάγραμμα, αρχικά, το Ba παρουσιάζει θετική συσχέτιση με το SiO₂ κι από το 65% γίνεται αρνητική. Στην Πελαγονική ζώνη κυμαίνεται από 0,91 έως 2496 ppm, στη Ροδόπη από 30 έως 2285 ppm και στη Strandja από 530 έως 1226 ppm. Υπάρχει διασπορά γύρω από τις τάσεις (Σχ. 4.3.3.α – β).

Co

Στο Co υπάρχει διασπορά των δειγμάτων. Παρουσιάζονται δύο αρνητικές τάσεις, με διαφορετική κλίση. Η πρώτη έχει μεγαλύτερη κλίση από τη δεύτερη κι αφορά μόνο δείγματα της Πελαγονικής. Οι τιμές του κυμαίνονται από 0,58 έως 181,99 ppm για την Πελαγονική, από 1 έως 22,8 ppm για τη Ροδόπη και από 0,85 έως 22,8 ppm για τη Strandja (Σχ. 4.3.4.α – β).

Cr

Το Cr παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση σε σχέση με το SiO₂, όπου τα πιο βασικά δείγματα βρίσκονται σε διασπορά, ενώ τα πιο όξινα είναι συγκεντρωμένα. Για την Πελαγονική

παίρνει τιμές από 0 έως 502 ppm, για τη Ροδόπη 0,5 έως 77 ppm και για τη Strandja από 3 έως 283 ppm (Σχ. 4.3.5.α)

Pb

Στο Pb υπάρχει μεγάλη διασπορά των δειγμάτων και τα δείγματα με SiO₂ περισσότερο από, περίπου, 65% εμφανίζουν μια ελαφρώς αρνητική τάση. Στην Πελαγονική κυμαίνεται από 4,11 έως 36,87 ppm, στη Ροδόπη από 2 έως 55 ppm και στη Strandja από 9,97 έως 25,19 ppm (Σχ. 4.3.5.β)

Ga

Κυμαίνεται από 5 έως 51,17 ppm στην Πελαγονική, από 11 έως 23 στη Ροδόπη και από 13 έως 24 ppm στη Strandja. Για SiO₂ από 45 έως 65% τα δείγματα της Πελαγονικής εμφανίζουν θετική τάση. Από το 65% και μέχρι το 85%, οι τρεις περιοχές παρουσιάζουν κοινή αρνητική συσχέτιση με το SiO₂, με κάποια δείγματα να αποκλίνουν (Σχ. 4.3.6.α).

V

Το V παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με το SiO₂. Για την Πελαγονική κυμαίνεται από 1 έως 400 ppm, για τη μάζα της Ροδόπης από 2 έως 136 ppm και για τη Strandja από 27 έως 121 ppm. Η διασπορά στα βασικά δείγματα είναι πιο έντονη, απ' ό,τι στα όξινα (Σχ. 4.3.6.β).

Sc

Στα διαγράμματα του Sc φαίνεται η αρνητική συσχέτιση των δειγμάτων τόσο της Πελαγονικής, όσο της Ροδόπης και της Strandja, με το SiO₂. Το Sc κυμαίνονται από 1 έως 31,37 ppm, από 0 έως 26,17 ppm και από 9,64 έως 26,17 ppm, αντίστοιχα (Σχ. 4.3.7.α – β).

Y

Το Y μέχρι το 70% σε SiO_2 έχει αρνητική τάση, έπειτα τα δείγματα παρουσιάζουν θετική τάση. Στην Πελαγονική κυμαίνεται από 3 έως 110,2 ppm, στη Ροδόπη από 5 έως 53 ppm και στη Strandja από 2,14 έως 44,6 ppm (Σχ. 4.3.8.α – β).

Zr

Στα διαγράμματα του Zr παρουσιάζονται δύο τάσεις. Η πρώτη είναι αρνητική και αποτελείται από δείγματα όλων των περιοχών. Η δεύτερη είναι κι αυτή αρνητική, αλλά έχει μεγαλύτερη κλίση και αποτελείται από δείγματα της Πελαγονικής. Οι τιμές του, για την τελευταία, κυμαίνονται από 6,27 έως 656 ppm, για τη Ροδόπη από 13 έως 266 ppm και για τη Strandja από 73,92 έως 149,04 ppm (Σχ. 4.3.9.α – β).

Nb

Το Nb μέχρι το 67% του SiO_2 παρουσιάζει σταθερή τάση κι έπειτα εμφανίζεται κοινή αρνητική συσχέτιση, με κάποια δείγματα της Πελαγονικής να αποκλίνουν. Τα δείγματα της Ροδόπης από 2,96 έως 21 ppm, της Strandja από 2,97 έως 15,7 ppm και της Πελαγονικής έχουν τιμές από 4 έως 113,33 ppm (Σχ. 4.3.10.α – β).

Th

Το Th εμφανίζει μια ελαφρώς θετική συσχέτιση με το SiO_2 , με εμφανή διασπορά των δειγμάτων. Κυμαίνεται από 0,2 έως 84,9 ppm για την Πελαγονική, από 2 έως 50,2 ppm για τη Ροδόπη και από 11,69 έως 21,19 ppm για τη Strandja (Σχ. 4.3.11.α – β).

Cs

Στο διάγραμμα του Cs δε φαίνεται κάποια σαφής συσχέτιση με το SiO_2 και η διασπορά των δειγμάτων είναι μεγάλη. Η ελάχιστη τιμή του στην Πελαγονική είναι 0,47 ppm και η μέγιστη 5,8 ppm. Για τη Ροδόπη είναι 0,56 και 6,62 ppm και για τη Strandja είναι 0,56 και 4,17 ppm, αντίστοιχα (Σχ. 4.3.12.α)

Zn

Ο Zn παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με το SiO_2 , όσο συνεχίζεται η κρυστάλλωση. Η διασπορά του είναι μικρή. Στην Πελαγονική κυμαίνεται από 8 έως 171 ppm, στη Ροδόπη από 19 έως 76 ppm και στη Strandja από 71 έως 93 ppm (Σχ. 4.3.12.β).

Ta

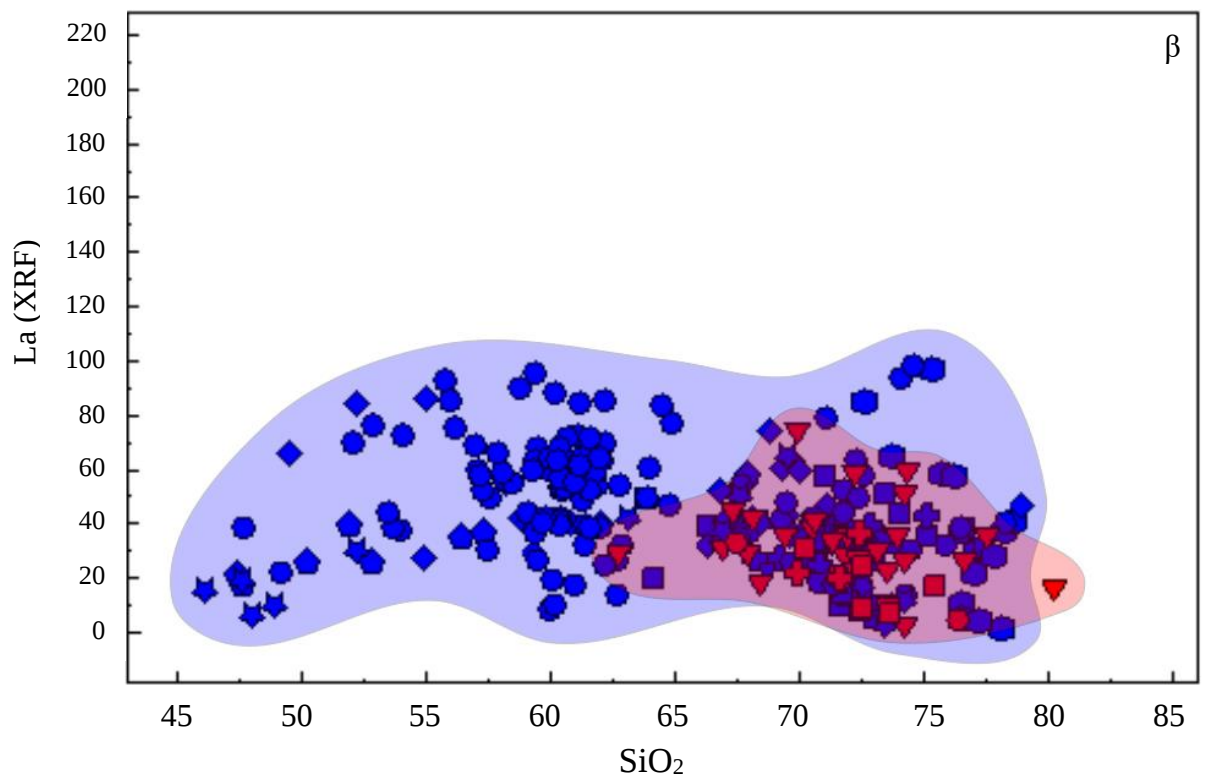
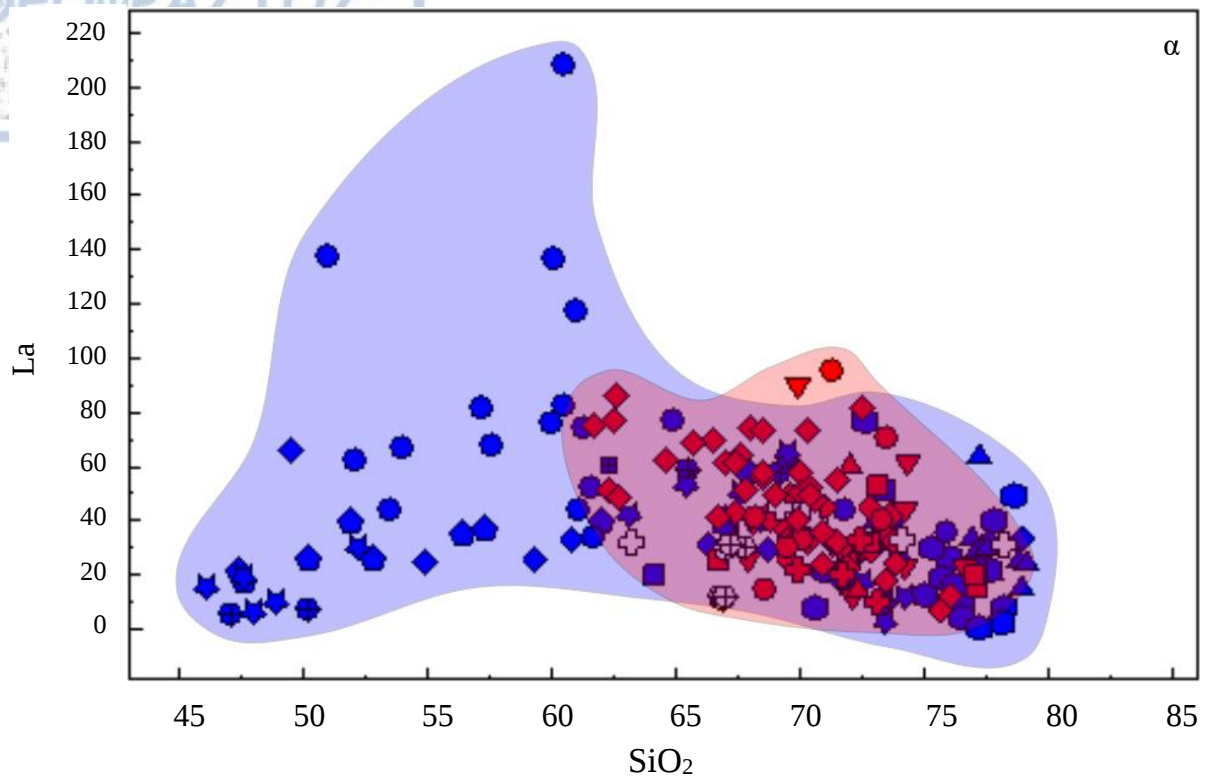
Στο διάγραμμα του Ta παρουσιάζεται σταθερή τάση των δειγμάτων και των τριών ομάδων. Οι τιμές του για την Πελαγονική είναι χαμηλές με την ελάχιστη να είναι 0,32 ppm και τη μέγιστη 11,8 ppm. Στη Ροδόπη υπάρχουν κάποια δείγματα που φτάνουν τα 445,03 ppm αλλά τα υπόλοιπα κυμαίνονται από 0,15 έως 13,06 ppm. Στη Strandja οι τιμές του κυμαίνονται από 0,11 έως 2,02 ppm (Σχ. 4.3.13.α – β).

Ni

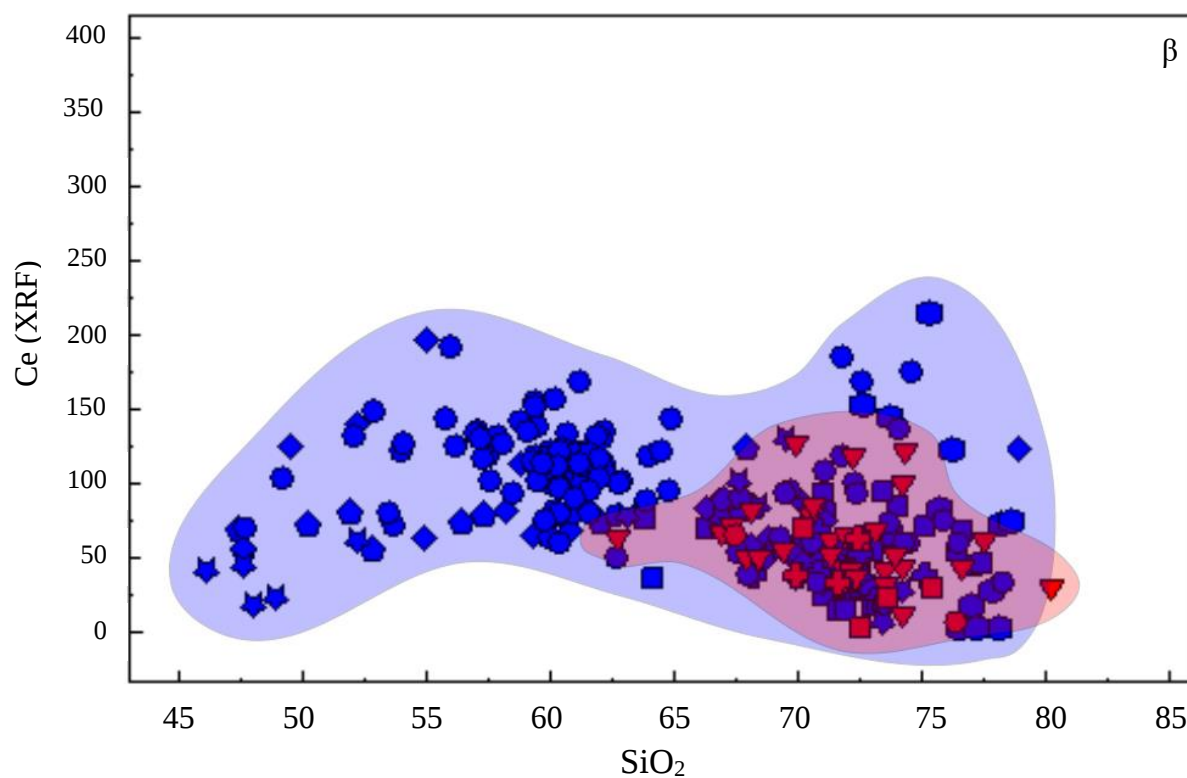
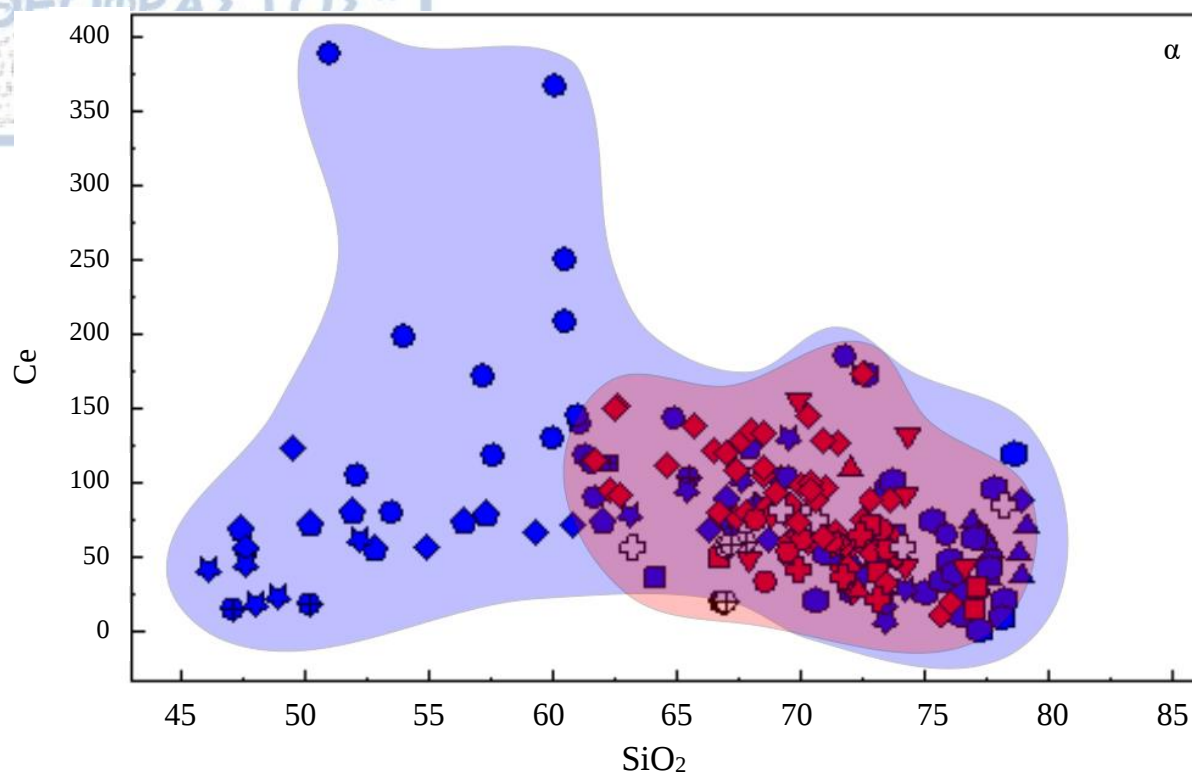
Στην Πελαγονική κυμαίνεται από 0 έως 372,73 ppm, στη Ροδόπη από 0 έως 283 ppm και στη Strandja από 2 έως 53 ppm. Μέχρι το 65% του SiO_2 παρουσιάζεται αρνητική τάση των δειγμάτων της Πελαγονικής με μεγαλύτερη γωνία κλίσης, από την αρνητική τάση που ακολουθεί. Η διασπορά στα βασικά δείγματα είναι μεγάλη, ενώ τα όξινα εμφανίζονται συγκεντρωμένα (Σχ. 4.3.14.α).

Hf

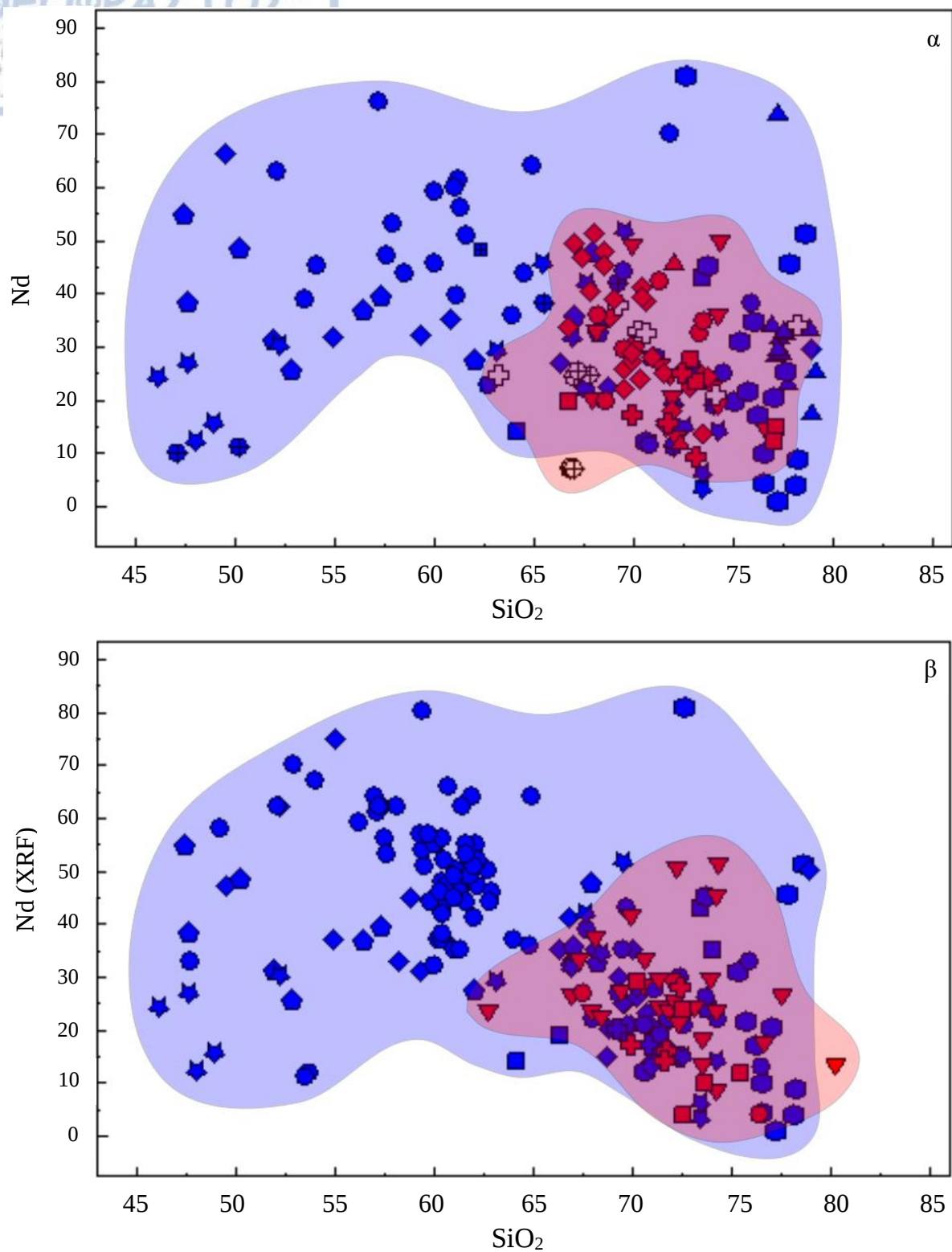
Στο διάγραμμα του Hf, από το 46% μέχρι το 60% του SiO_2 τα δείγματα της Πελαγονικής παρουσιάζουν μικρή θετική τάση, στη συνέχεια και οι τρεις ομάδες εμφανίζουν μια ελαφρώς αρνητική συσχέτιση. Ωστόσο, κάποια δείγματα των ομάδων αποκλίνουν. Η διασπορά τους είναι ευδιάκριτη. Η Πελαγονική κυμαίνεται από 0,49 έως 19,4 ppm, η Ροδόπη από 1,15 έως 34,06 ppm και η Strandja από 1,78 έως 5,24 ppm (σχ. 4.3.14.β).



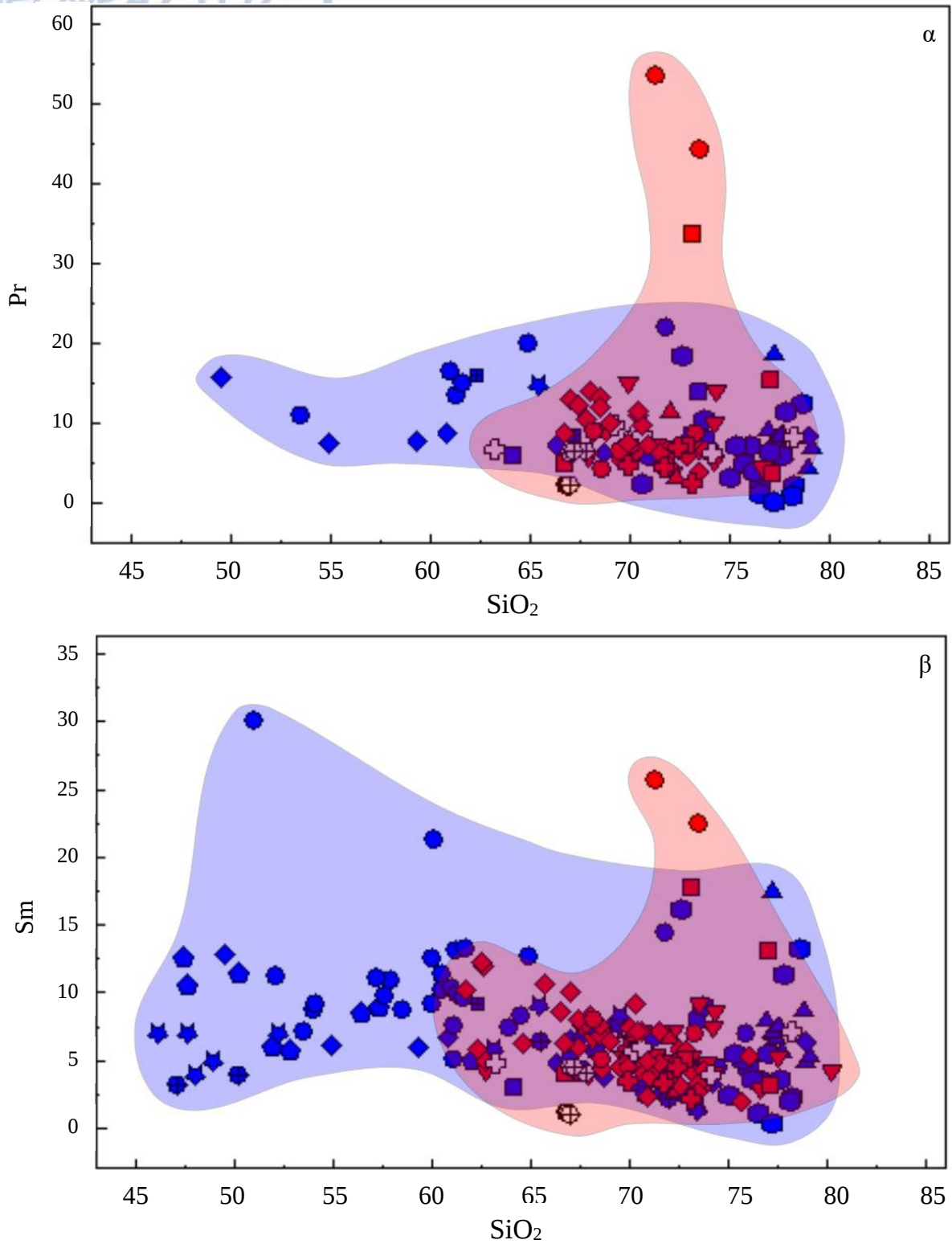
Σχήμα 4.3. 15 α. Διάγραμμα Harker La – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker La (XRF) – SiO₂



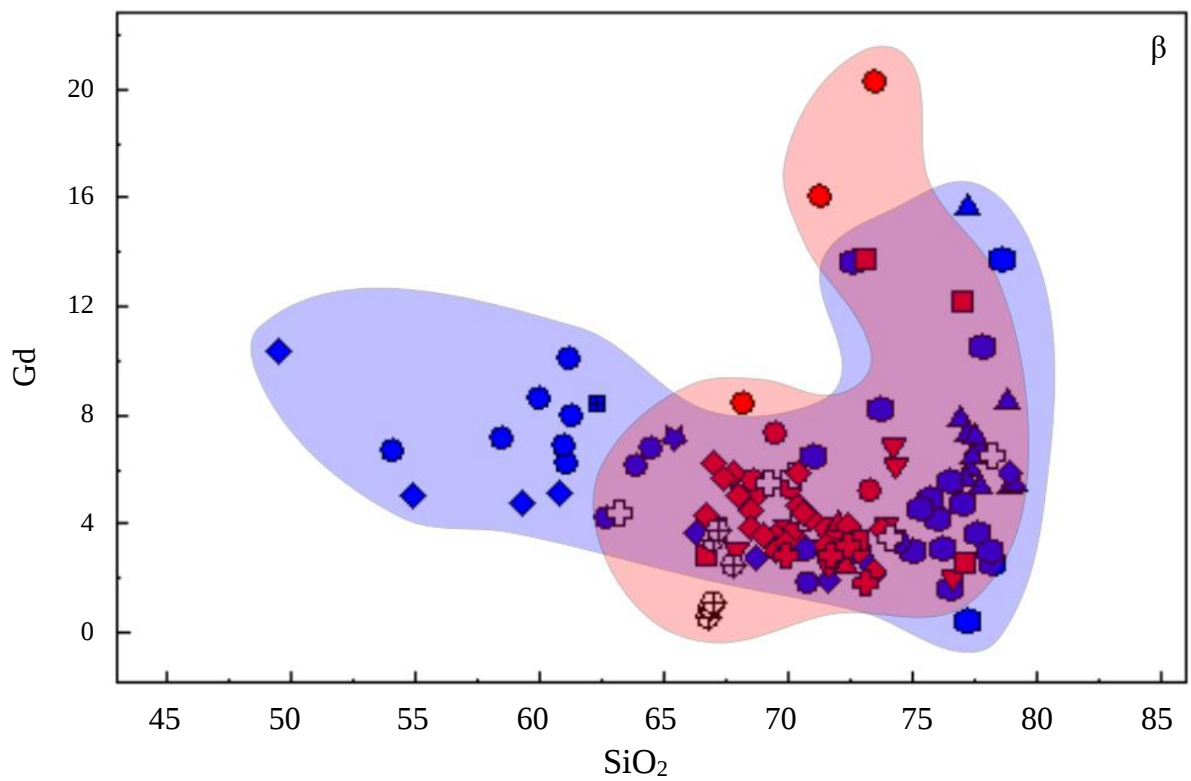
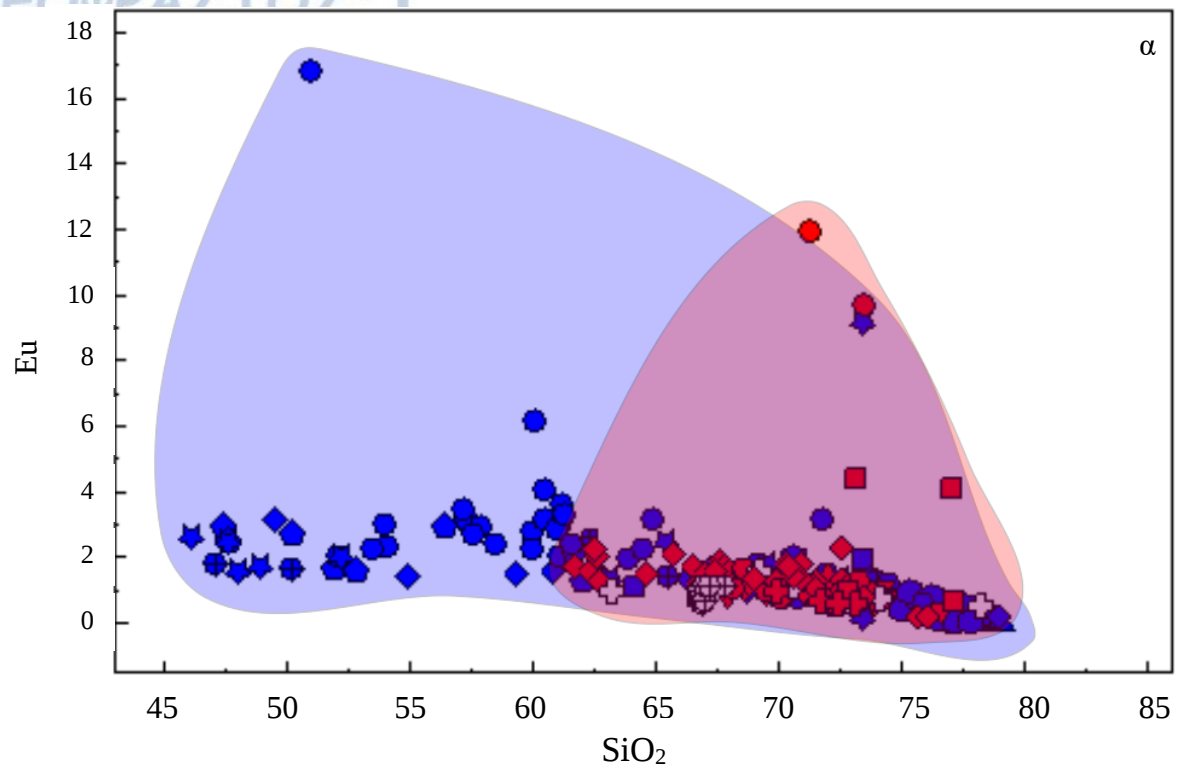
Σχήμα 4.3. 16 α. Διάγραμμα Harker Ce – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Ce (XRF) – SiO₂



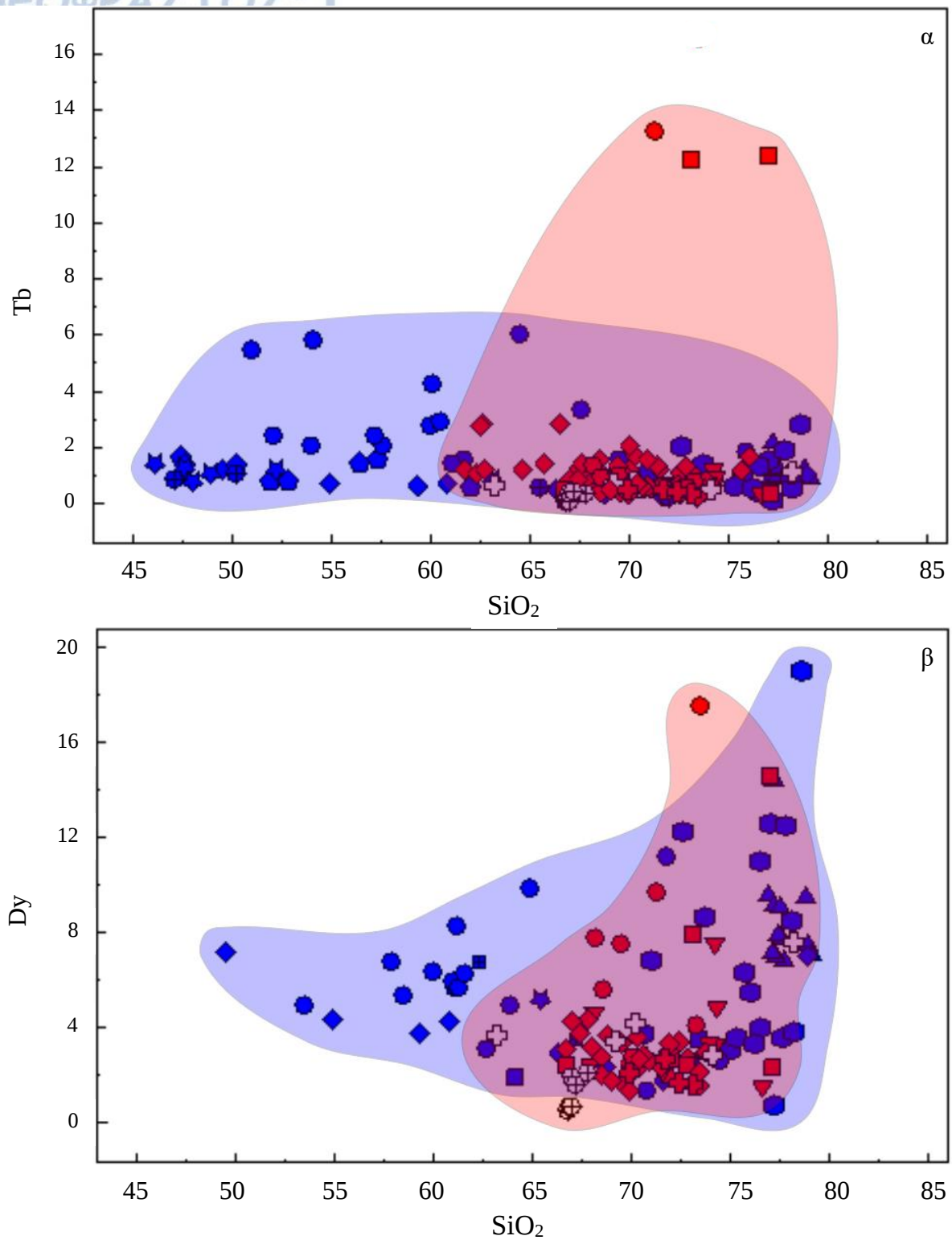
Σχήμα 4.3. 17 α. Διάγραμμα Harker Nd – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Nd (XRF) – SiO₂



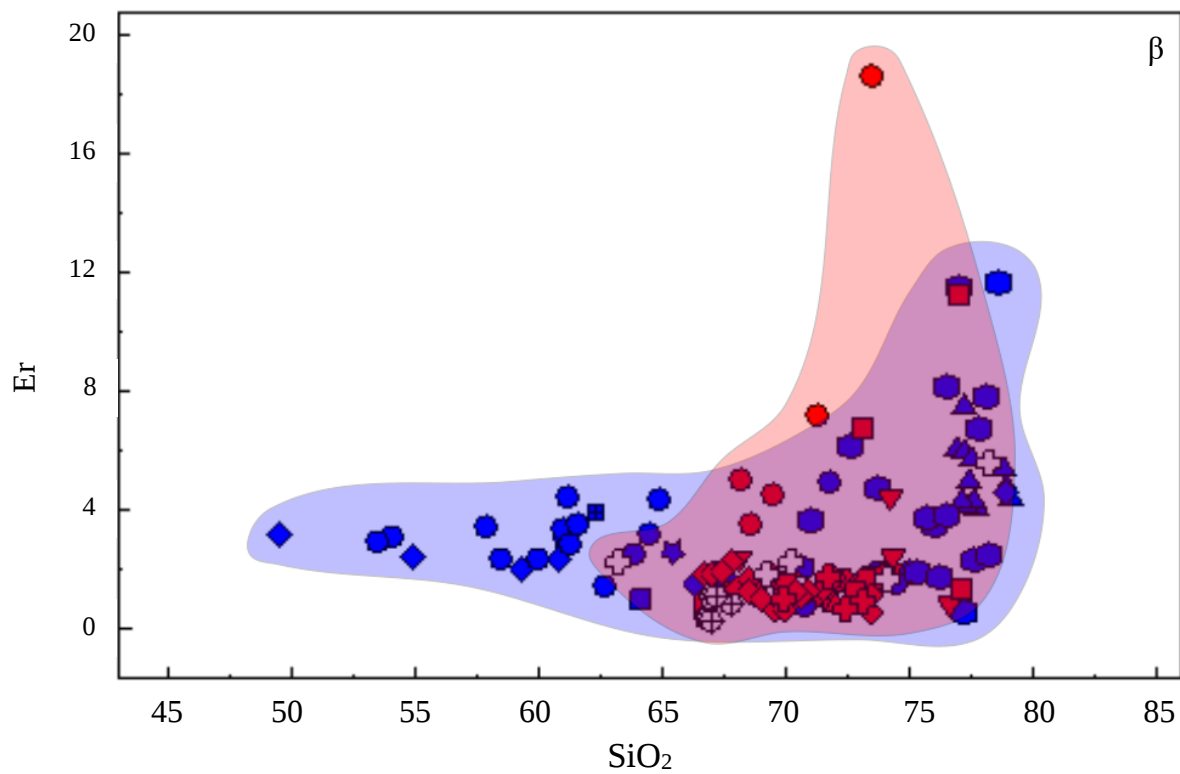
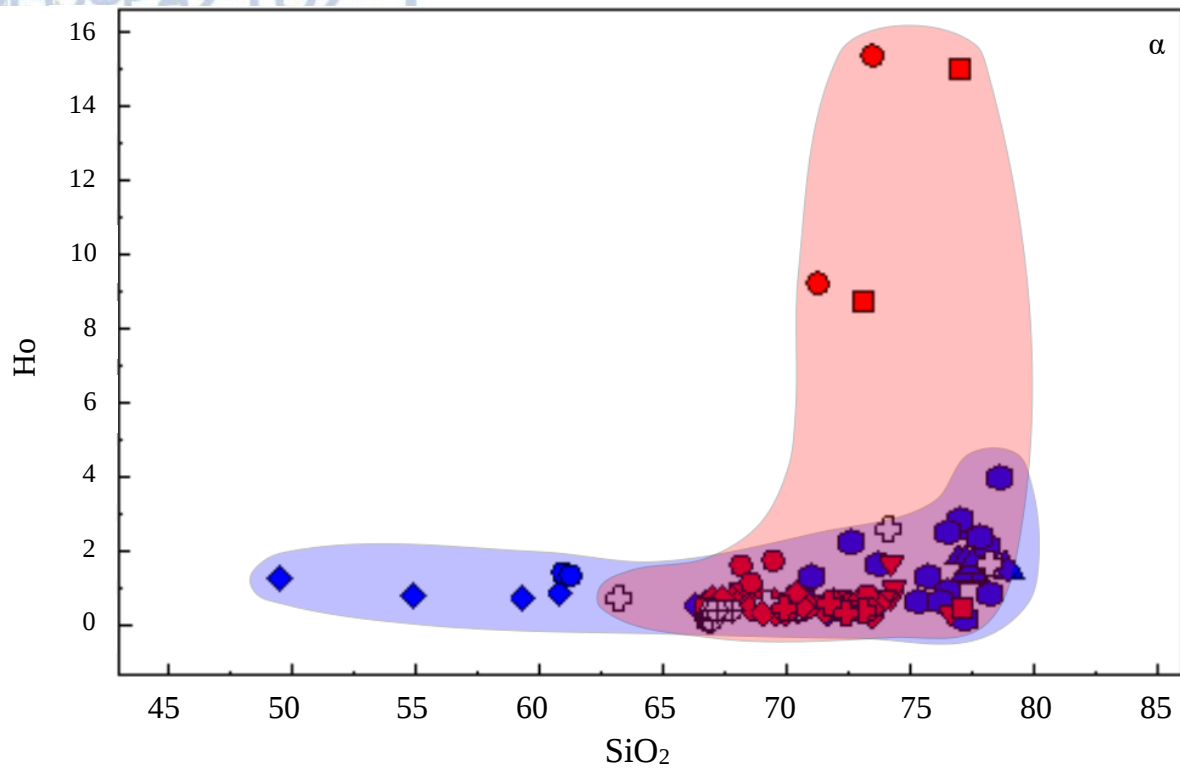
Σχήμα 4.3. 18 α. Διάγραμμα Harker Pr – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Sm – SiO₂



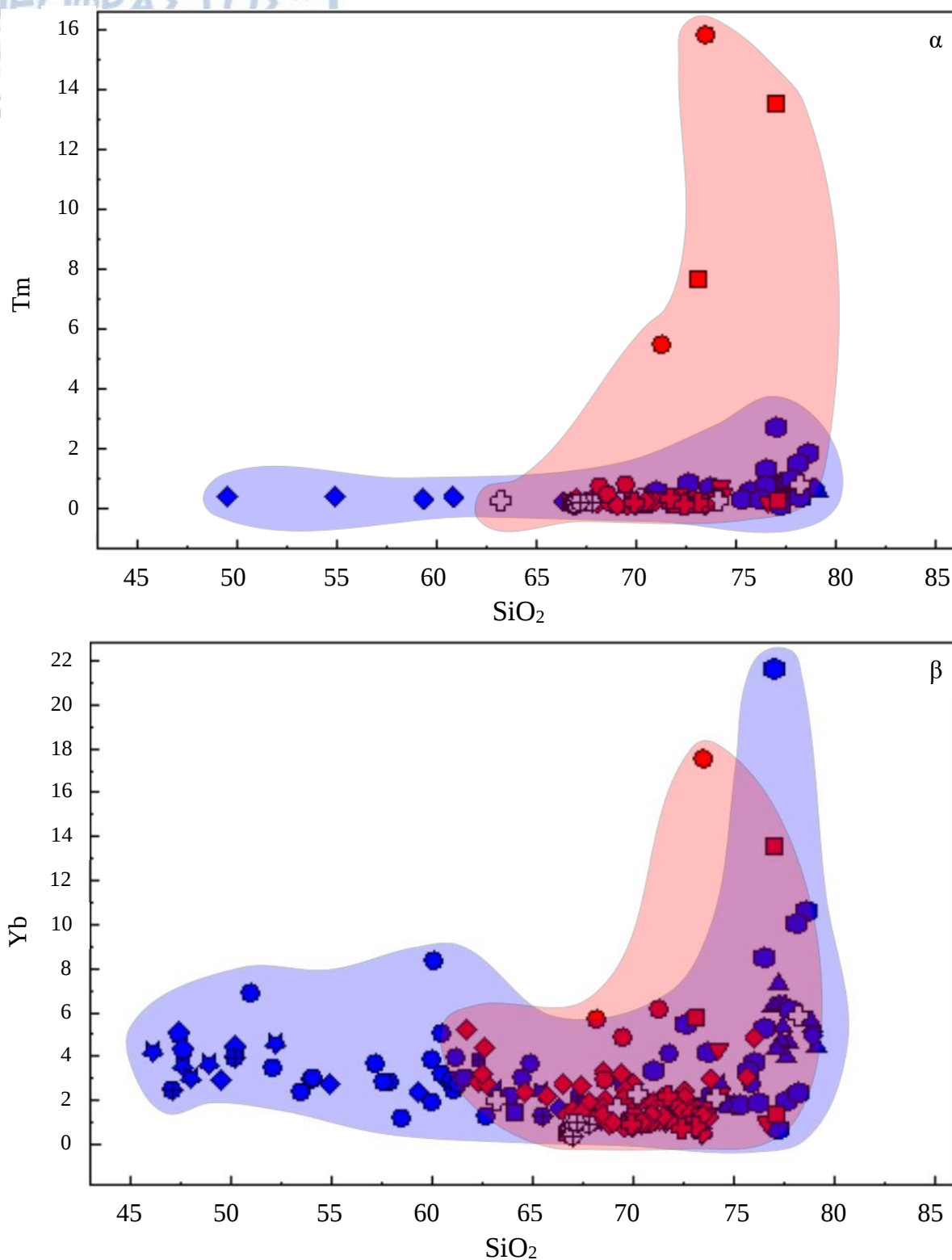
Σχήμα 4.3. 19 α. Διάγραμμα Harker Eu – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Gd – SiO₂



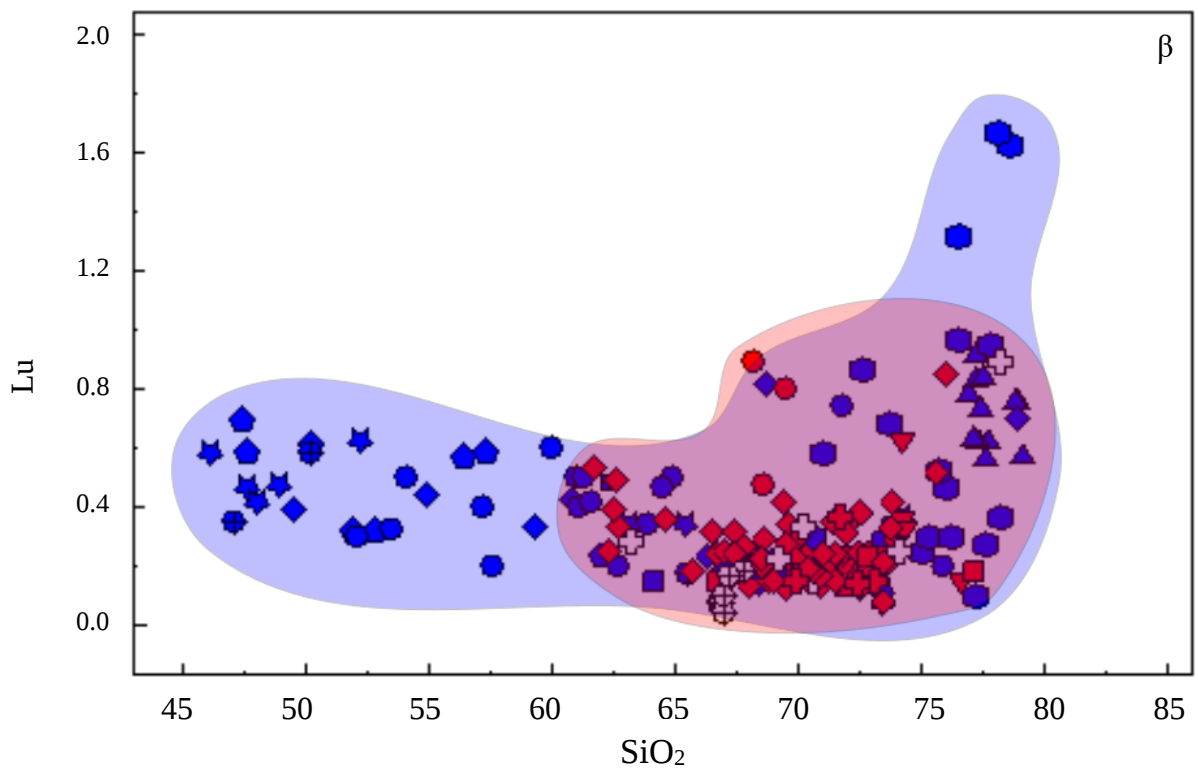
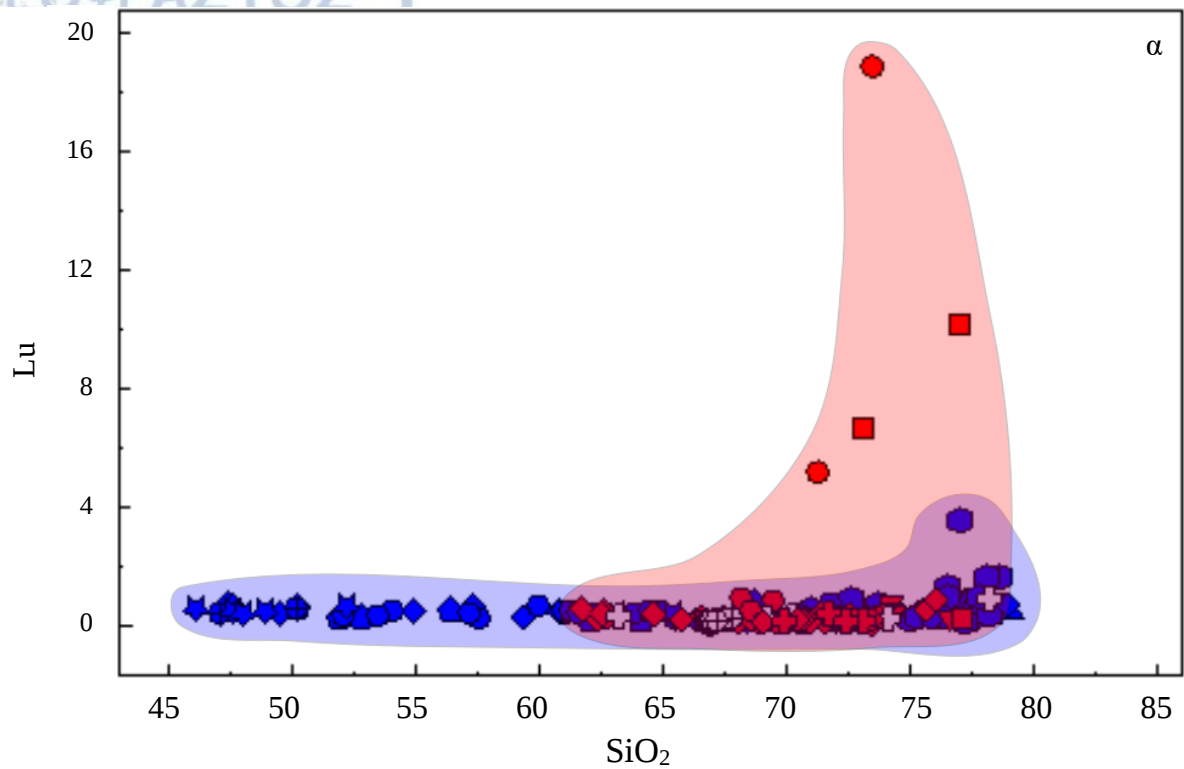
Σχήμα 4.3. 20 α. Διάγραμμα Harker Tb – SiO_2
β. Διάγραμμα Harker Dy – SiO_2



Σχήμα 4.3. 21 α. Διάγραμμα Harker Ho – SiO₂
β. Διάγραμμα Harker Er – SiO₂



Σχήμα 4.3. 22 α. Διάγραμμα Harker $\text{Tm} - \text{SiO}_2$
β. Διάγραμμα Harker $\text{Yb} - \text{SiO}_2$



Σχήμα 4.3. 23 α. Διάγραμμα Harker Lu – SiO₂

β. Διάγραμμα Harker Lu – SiO₂, ζουμαρισμένο στην περιοχή τιμών Lu από 0 έως 2 ppm.

La

Το La, αρχικά παρουσιάζει θετική συσχέτιση με το SiO₂, έπειτα όμως μετατρέπεται σε αρνητική. Οι τιμές του για την Πελαγονική κυμαίνονται από 0,58 έως 207,5 ppm, για τη Ροδόπη από 4 έως 95,06 ppm και για τη Strandja από 10,81 έως 44,04 ppm (Σχ. 3.3.15.α – β).

Ce

Όπως φαίνεται στα διαγράμματα, έχει όμοια συσχέτιση με αυτή του La. Κυμαίνεται από 1,46 έως 388 ppm για την Πελαγονική, από 3 έως 172,9 για τη Ροδόπη και από 18,91 έως 84,03 ppm για τη Strandja (Σχ. 3.3.16.α – β).

Pr

Στο διάγραμμα του Pr εμφανίζεται μια ελαφρώς αρνητική τάση, κοινή για όλες τις περιοχές. Οι τιμές του για την Πελαγονική κυμαίνονται από 0,2 έως 22 ppm, από 2,04 έως 53,46 ppm για τη Ροδόπη και για τη Strandja από 2,04 έως 9,71 ppm (Σχ. 3.3.17.α – β).

Nd

Η διασπορά των δειγμάτων είναι μεγάλη, ωστόσο παρατηρούνται δύο τάσεις. Μέχρι το 65% σε SiO₂ είναι θετική και στη συνέχεια, γίνεται αρνητική. Η υψηλότερη τιμή του Nd για την Πελαγονική είναι 80,92 ppm και η χαμηλότερη 0,82 ppm. Το Nd στα δείγματα της Ροδόπης κυμαίνεται από 4 έως 51,27 ppm και στη Strandja από 6,89 έως 37,85 ppm (Σχ. 3.3.18.α).

Sm

Το Sm εμφανίζει μια ελαφρώς αρνητική συσχέτιση με το SiO₂, με εμφανή διασπορά των δειγμάτων. Κυμαίνεται από 0,35 έως 30 ppm για την Πελαγονική, από 2 έως 25,63 ppm για τη Ροδόπη και για τη Strandja από 1,02 έως 7,05 ppm (Σχ. 3.3.18.β).

Eu

Το Eu, όπως και το Sm, παρουσιάζει μια ελαφρώς αρνητική τάση όσο συνεχίζεται η διαφοροποίηση. Η ελάχιστη τιμή του για την Πελαγονική είναι 0,01 ppm και η μέγιστη είναι 16,8 ppm. Για τη Ροδόπη είναι 0,17 και 11,91 ppm και για τη Strandja είναι 0,5 και 1,54 ppm, αντίστοιχα (Σχ. 3.3.19.α).

Gd

Στο διάγραμμα του Gd και οι τρεις ομάδες εμφανίζουν μια ελαφρώς αρνητική συσχέτιση. Ωστόσο, τα όξινα δείγματα παρουσιάζουν μια θετική τάση. Οι τιμές του για την Πελαγονική κυμαίνονται από 0,4 έως 15,72 ppm, για τη Ροδόπη από 1,83 έως 20,25 ppm και από 0,51 έως 6,48 ppm για τη Strandja (Σχ. 3.3.19.β).

Tb

Το Tb παρουσιάζει μια σταθερή τάση, με κάποια δείγματα να διαφεύγουν. Κυμαίνεται από 0,09 έως 5,9 ppm για την Πελαγονική ζώνη, από 0,27 έως 13,18 ppm για τη μάζα της Ροδόπης και από 0,07 έως 1,07 ppm για τη Strandja (Σχ. 3.3.20.α).

Dy

Στα διαγράμματα του Dy παρουσιάζονται δύο τάσεις. Η πρώτη είναι αρνητική και η άλλη είναι θετική. Οι τιμές του για την Πελαγονική κυμαίνονται από 0,7 έως 18,98 ppm, για τη Ροδόπη από 0,45 έως 17,45 ppm και για τη Strandja από 0,45 έως 7,56ppm (Σχ. 3.3.20.β).

Ho

Στο διάγραμμα του Ho φαίνεται η σταθερή τάση των δειγμάτων και των τριών ομάδων, με τα όξινα δείγματα να παρουσιάζουν θετική συσχέτιση. Οι τιμές του για την Πελαγονική είναι χαμηλές, με την ελάχιστη να είναι 0,17 ppm και τη μέγιστη 3,99 ppm. Στη Ροδόπη κυμαίνονται από 0,22 έως 15,3 ppm και στη Strandja από 0,07 έως 2,56 ppm (Σχ. 3.3.21.α).

Er

Το Er μέχρι το 70 με 75% SiO₂ έχει αρνητική τάση, έπειτα τα δείγματα παρουσιάζουν θετική τάση. Στην Πελαγονική κυμαίνεται από 0,58 έως 11,66 ppm, στη Ροδόπη από 0,52 έως 18,52 ppm και στη Strandja από 0,21 έως 5,52 ppm (Σχ. 3.3.21.β).

Tm

Στο διάγραμμα του Tm παρουσιάζεται σταθερή τάση των δειγμάτων και των τριών περιοχών. Τα δείγματα, που είναι πιο πλούσια σε SiO₂, παρουσιάζουν μια ελαφρώς θετική τάση. Τα δείγματα της Ροδόπης κυμαίνονται από 0,09 έως 15,79 ppm, της Strandja από 0,07 έως 0,8 ppm και της Πελαγονικής είναι από 0,1 έως 2,67 ppm (Σχ. 3.3.22.α).

Yb

Το Yb μέχρι το 70% SiO₂, περίπου, παρουσιάζει μια αρνητική τάση, που στη συνέχεια γίνεται θετική. Στην Πελαγονική κυμαίνεται από 0,4 έως 21,61 ppm, στη Ροδόπη από 0,49 έως 17,45 ppm και στη Strandja από 0,34 έως 5,85 ppm (Σχ. 3.3.22.β).

Lu

Το Lu παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση με το SiO₂. Ωστόσο, υπάρχουν δείγματα που αποκλίνουν. Τα δείγματα της Ροδόπης κυμαίνονται από 0,04 έως 18,81 ppm, της Πελαγονικής από 0,0 έως 3,55 ppm και της Strandja από 0,04 έως 0,89 ppm (Σχ. 3.3.23.α – β).



4.4. Πολυστοιχειακά διαγράμματα

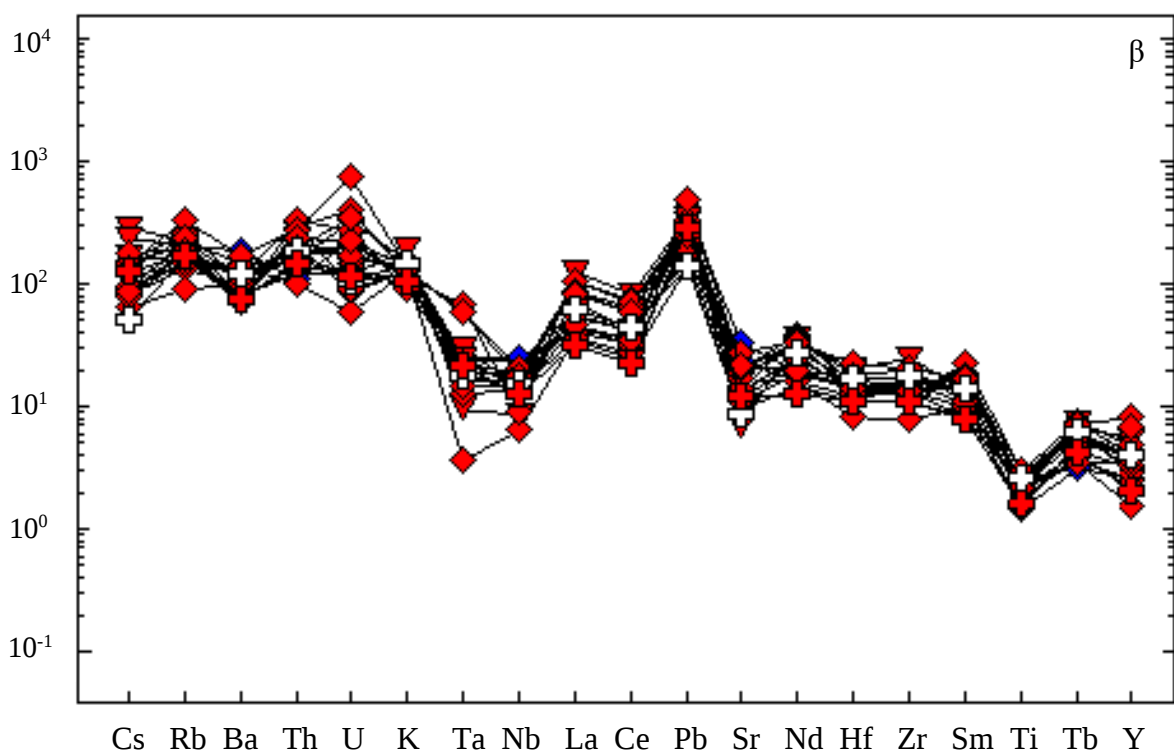
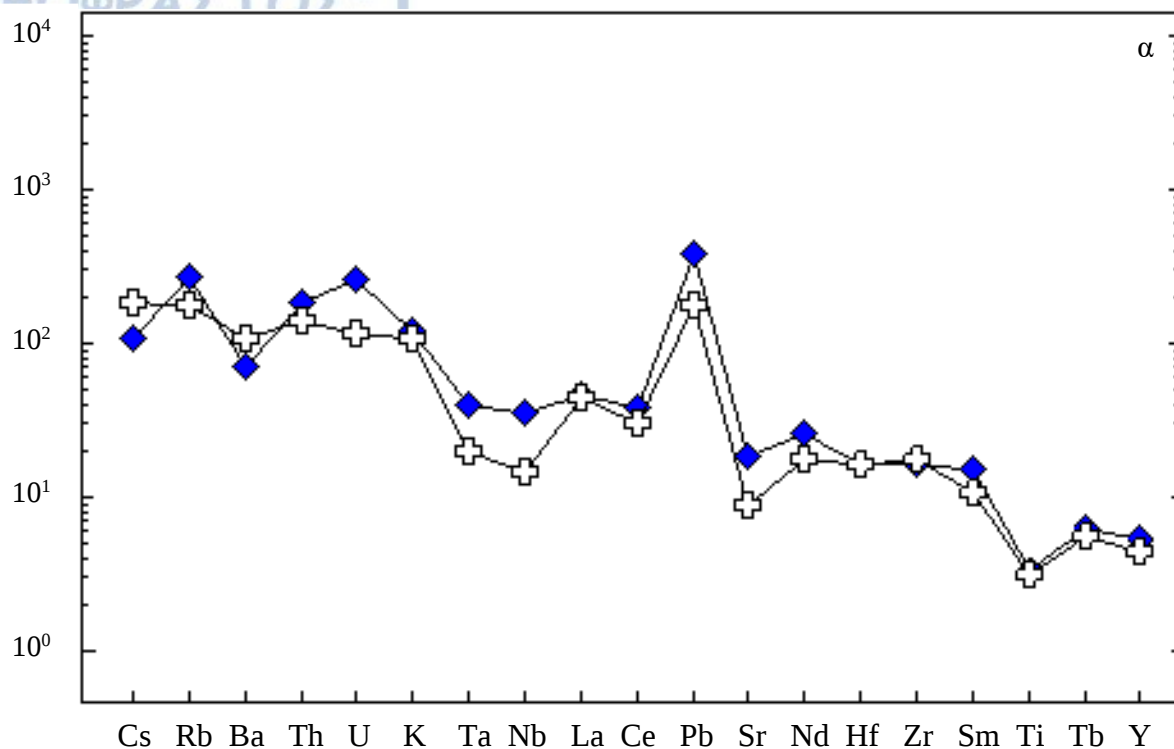
Για να επιτευχθεί η σύγκριση των δύο γεωτεκτονικών ζωνών κατασκευάστηκαν δύο είδη πολυστοιχειακών διαγραμμάτων, τα οποία θα αναλυθούν παρακάτω.

Και για τα δύο είδη, η σύγκριση έγινε από το 60 έως το 80% σε SiO_2 , καθώς δεν υπάρχουν δείγματα της Ροδόπης και της Strandja από το 45 έως 60%. Ο διαχωρισμός των δειγμάτων έγινε με βάση το SiO_2 , ανά 5%.

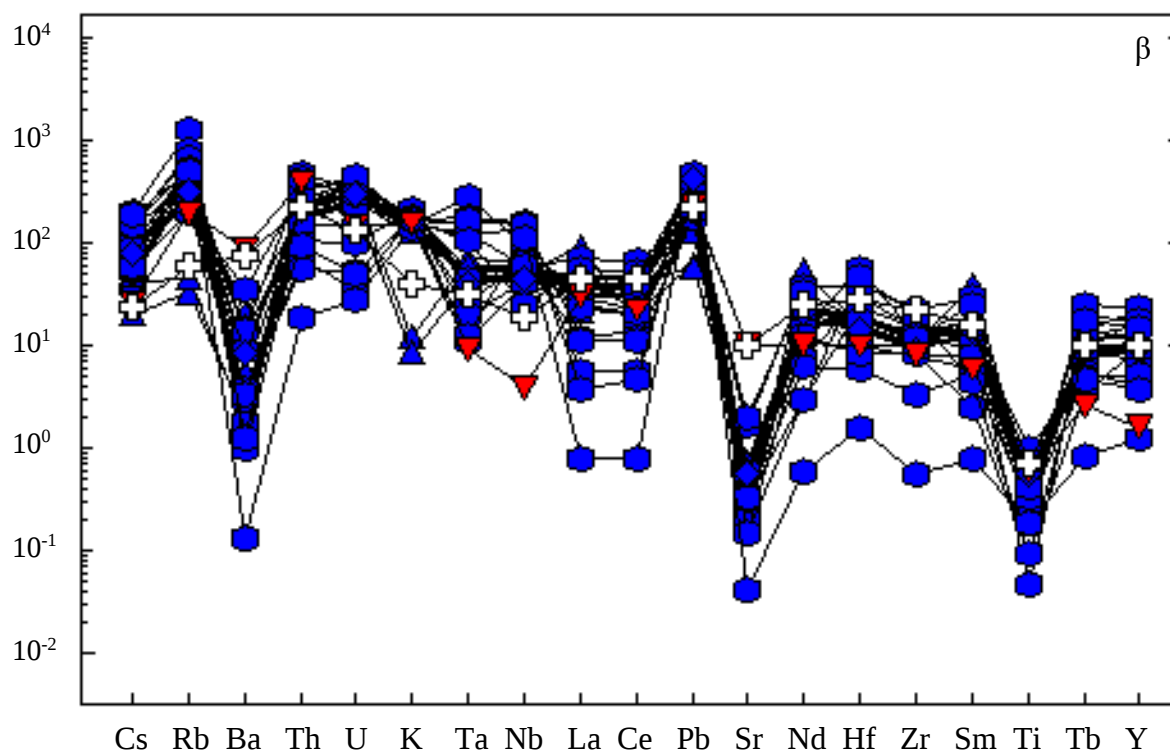
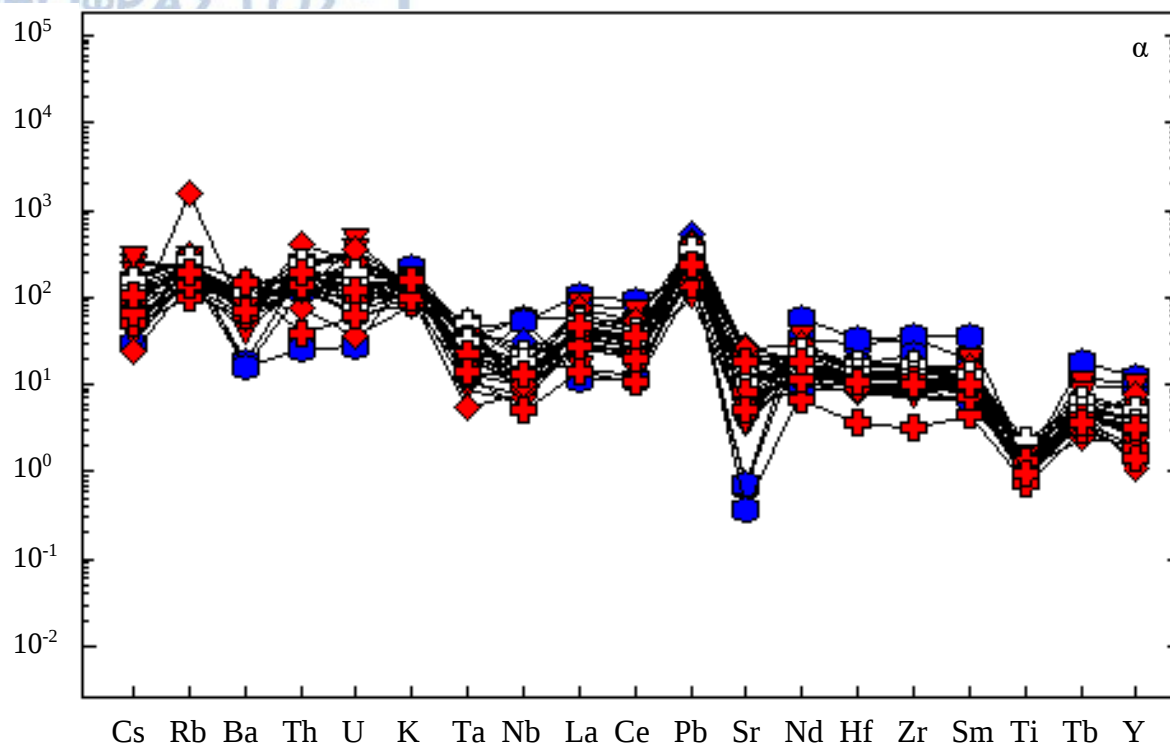
Ο συμβολισμός των δειγμάτων είναι ίδιος με τα προηγούμενα διαγράμματα.

4.4.1. Πολυστοιχειακά διαγράμματα κανονικοποιημένα με πρωταρχικό μανδύα

Κατασκευάστηκαν 4 διαγράμματα για τη σύγκριση της Πελαγονικής με τη Ροδόπη, όπου η αναγωγή των τιμών τους έγινε με βάση τις περιεκτικότητες του πρωταρχικού μανδύα που δίνονται από τους Mc Donough et al. (1992). Περιέχονται 31 δείγματα της Πελαγονικής, 37 της Ροδόπης και 6 της Strandja.



Σχήμα 4.4.1. 1 Πολυστοιχειακά διαγράμματα κανονικοποιημένα με πρωταρχικό μανδύα (κανονικοποίηση τιμών κατά McDonough et al. 1992)
α. Διάγραμμα με SiO_2 από 60 – 65%.
β. Διάγραμμα με SiO_2 από 65 – 70%.



Σχήμα 4.4.1. 2 Πολυστοιχειακά διαγράμματα κανονικοποιημένα με πρωταρχικό μανδύα (κανονικοποίηση τιμών κατά McDonough et al. 1992)
α. Διάγραμμα με SiO₂ από 70 – 75%.
β. Διάγραμμα με SiO₂ από 75 – 80%.

60 – 65 %

Σε αυτό το διάγραμμα τα δείγματα είναι 2. Το ένα ανήκει στον πλουτωνίτη της Καστοριάς και το άλλο ανήκει στη ζώνη Strandja. Και τα δύο δείγματα, παρουσιάζουν θετική ανωμαλία Pb, όπως επίσης και κοινές αρνητικές ανωμαλίες Ba, Sr και Ti (Σχ. 4.4.1.1.α).

65 – 70 %

Στο διάγραμμα περιέχονται 2 δείγματα από τον πλουτωνίτη της Καστοριάς, που ανήκει στην Πελαγονική, 15 δείγματα από τη Ροδόπη και 1 από τη Strandja. Παρατηρώντας το διάγραμμα, είναι ευδιάκριτες οι κοινές αρνητικές ανωμαλίες σε Ba, Sr και Ti. Ακόμα, είναι εμφανείς και οι θετικές ανωμαλίες La και Pb (Σχ. 4.4.1.1.β).

70 – 75 %

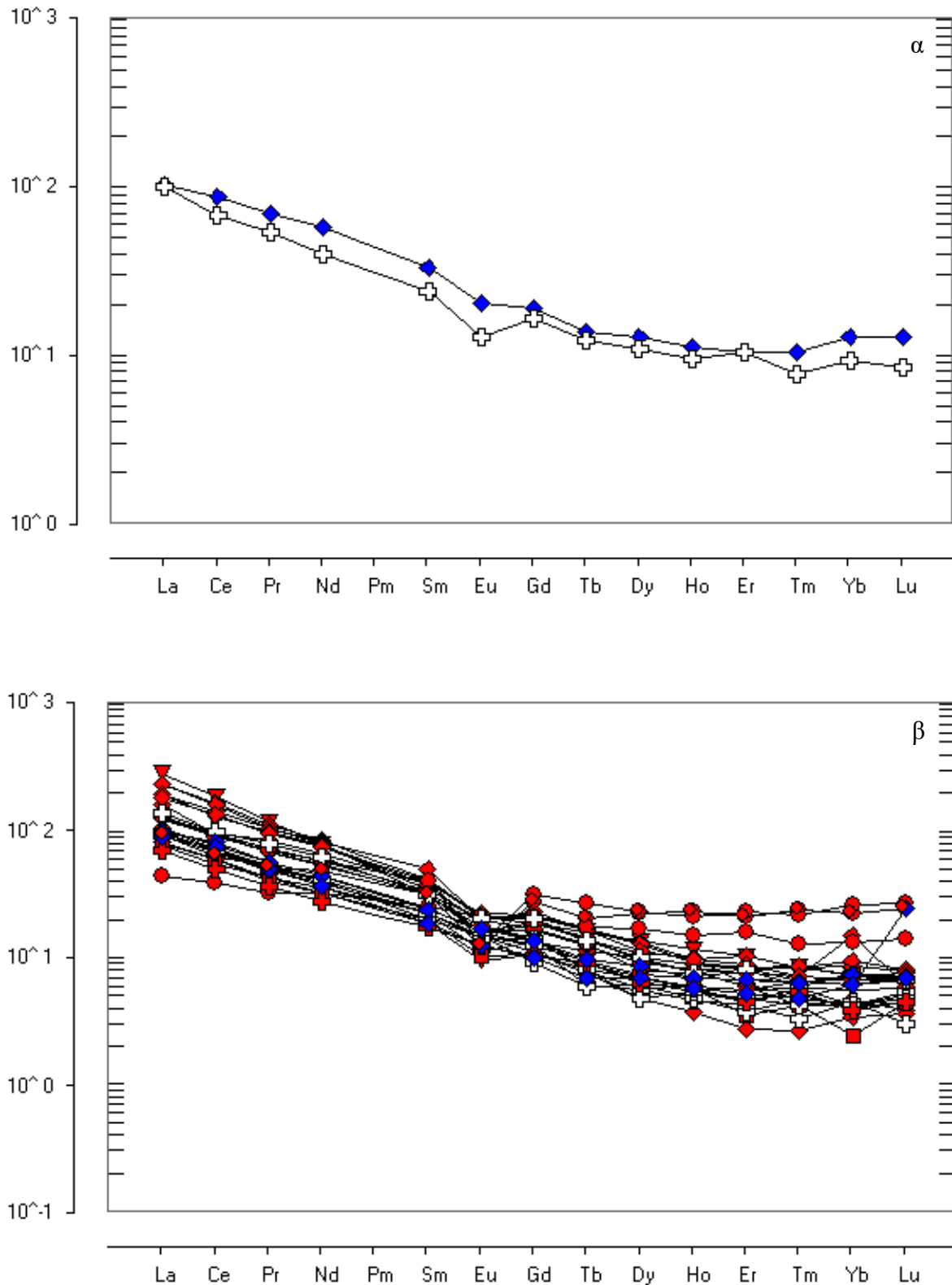
Σε αυτό το διάγραμμα περιέχονται 4 δείγματα της Πελαγονικής, εκ των οποίων τα 3 ανήκουν στον πλουτωνίτη της Δεσκάτης και το 1 στις Καστοριάς, 21 από τη Ροδόπη και 3 από τη Strandja. Όπως και στα προηγούμενα δύο διαγράμματα, διακρίνουμε κοινές αρνητικές ανωμαλίες Ba, Sr, Ti και θετικές σε La και Pb (Σχ. 4.4.1.2.α).

75 – 80 %

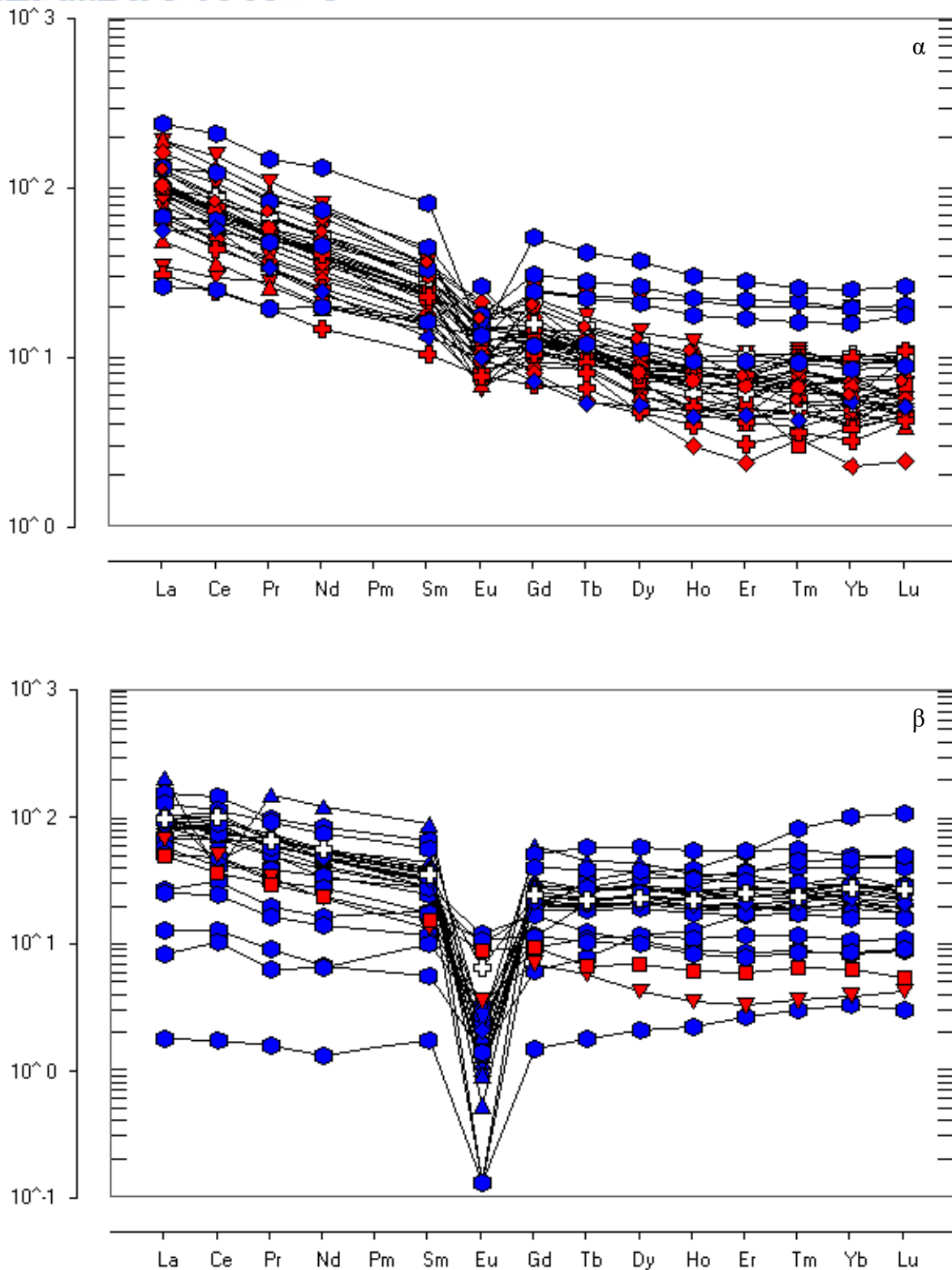
Στο διάγραμμα περιέχονται 1 δείγμα της Ροδόπης, 1 της Strandja και 24 της Πελαγονικής. Της τελευταίας, τα 12 είναι από τον πλουτωνίτη της Άρδασσας, τα 11 από της Δεσκάτης και το 1 από της Καστοριάς. Και σε αυτό το διάγραμμα οι κοινές ανωμαλίες, θετικές και αρνητικές, είναι ίδιες με τα προηγούμενα. Βέβαια, παρατηρώντας το διακρίνουμε και μια ακόμα κοινή θετική ανωμαλία σε Rb (Σχ. 4.4.1.2.β).

4.4.2. Πολυστοιχειακά διαγράμματα σπανίων γαιών

Τα πολυστοιχειακά διαγράμματα σπανίων γαιών που κατασκευάστηκαν είναι 4 και η κανονικοποίηση είναι κατά Boynton (1984). Για τα διαγράμματα, τα δείγματα της Πελαγονικής που χρησιμοποιήθηκαν είναι 31, της Ροδόπης είναι 47 και της Strandja είναι 9.



Σχήμα 4.4.2. 1 Πολυστοιχειακά διαγράμματα σπανίων γαιών (κανονικοποίηση τιμών κατά Boynton 1984)
α. Διάγραμμα με SiO₂ από 60 – 65%.
β. Διάγραμμα με SiO₂ από 65 – 70%.



Σχήμα 4.4.2. 2 Πολυστοιχειακά διαγράμματα σπανίων γαιών (κανονικοποίηση τιμών κατά Boynton 1984)
α. Διάγραμμα με SiO_2 από 70 – 75%.
β. Διάγραμμα με SiO_2 από 75 – 80%.

Στα παραπάνω διαγράμματα παρατηρήθηκε ένας εμπλουτισμός των LREE σε σχέση τις HREE.

60 – 65 %

Τα δείγματα του διαγράμματος είναι 2, εκ των οποίων το ένα ανήκει στον πλουτωνίτη της Καστοριάς και το άλλο στη Strandja. Και τα δύο δείγματα, παρουσιάζουν αρνητική ανωμαλία Eu (Σχ. 4.4.2.1.α).

65 – 70 %

Στο διάγραμμα περιέχονται 19 δείγμα της Ροδόπης, 4 της Strandja και 2 της Πελαγονικής και συγκεκριμένα του πλουτωνίτη της Καστοριάς. Τα δείγματα της Πελαγονικής έχουν όμοια συμπεριφορά με αυτά της Ροδόπης και με κάποια της Strandja, παρουσιάζοντας αρνητική ανωμαλία Eu (Σχ. 4.4.2.1.β).

70 – 75 %

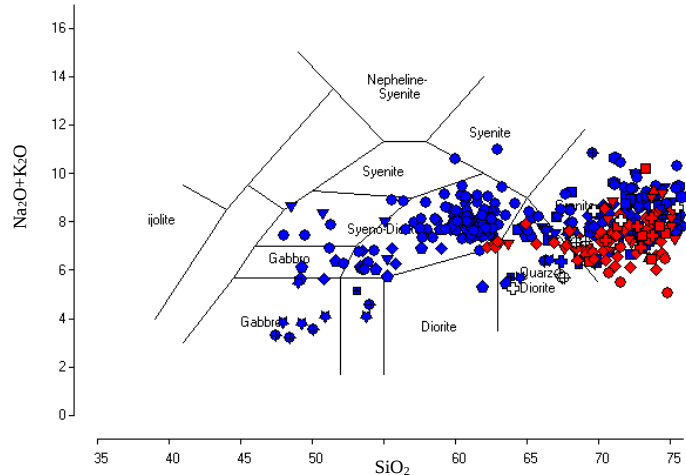
Στο διάγραμμα περιέχονται 5 δείγματα από την Πελαγονική, εκ των οποίων τα 4 ανήκουν στον πλουτωνίτη της Δεσκάτης και 1 στις Καστοριάς, 26 δείγματα από τη Ροδόπη και 3 από τη Strandja (Σχ. 4.4.2.2.α).

75 – 80 %

Σε αυτό το διάγραμμα περιέχονται 23 δείγματα της Πελαγονικής, εκ των οποίων τα 11 ανήκουν στον πλουτωνίτη της Δεσκάτης, τα 11 στις Άρδασσας και το 1 στις Καστοριάς, 2 από τη Ροδόπη και 1 από τη Strandja. Η αρνητική ανωμαλία Eu είναι κοινή. Ακόμα, αδιαμφισβήτητα, η ανωμαλία στα δείγματα της Πελαγονικής είναι πιο έντονη (Σχ. 4.4.2.2.β).

4.5. Διαγράμματα ταξινόμησης και πετροτεκτονικά

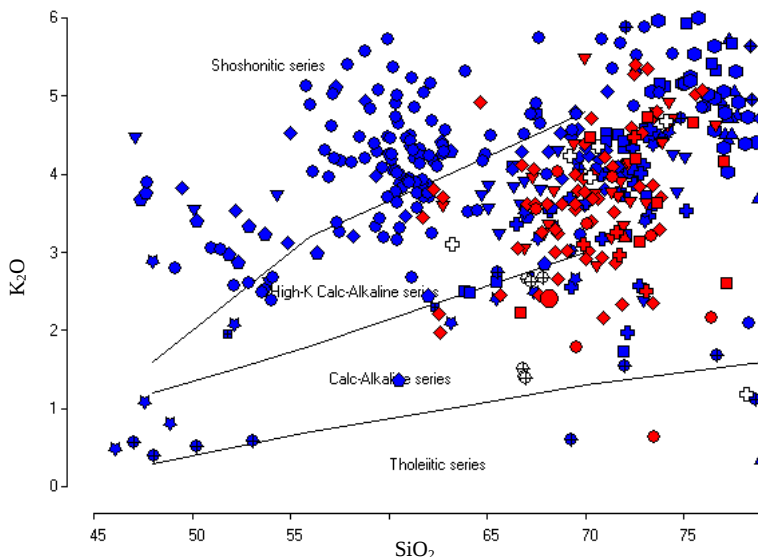
Στο διάγραμμα ταξινόμησης TAS (Cox et al. 1979) (Σχ. 4.5.1) η πλειοψηφία των δειγμάτων από τη Ροδόπη προβάλλεται στο πεδίο του γρανίτη, ενώ υπάρχουν δείγματα στα πεδία γρανοδιορίτη, συηνοδιορίτη και διορίτη. Όσον αφορά τη ζώνη Strandja, τα δείγματα της προβάλλονται στα πεδία του γρανίτη και του γρανοδιορίτη. Στην



Σχήμα 4.5 1 Διάγραμμα ταξινόμησης TAS των Cox et al. (1979)

για τα πλουτωνικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, της σύνθετη, καθώς το εύρος του SiO_2 μάζας της Ροδόπης και της ζώνης Strandja. είναι μεγαλύτερο. Εκεί οι δύο κύριοι πετρογραφικοί τύποι είναι ο γρανίτης και ο συηνοδιορίτης, ενώ υπάρχουν δείγματα στα πεδία του συηνίτη, του γρανοδιορίτη και του γάββρου.

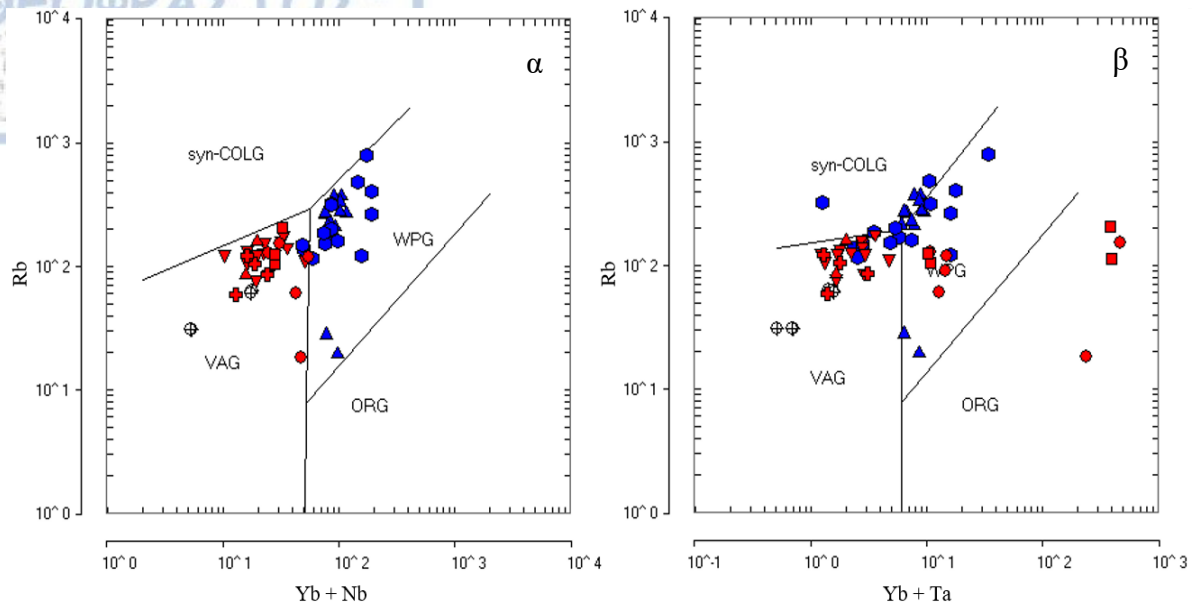
Στο διάγραμμα K_2O vs. SiO_2 (Σχ. 4.5.2), τα δείγματα της Πελαγονικής προβάλλονται



Σχήμα 4.5 2 Διάγραμμα K_2O vs. SiO_2 για τα πλουτωνικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, της μάζας της Ροδόπης και της ζώνης Strandja. (τροποποιημένο από τους Peccherillo and Taylor 1976)

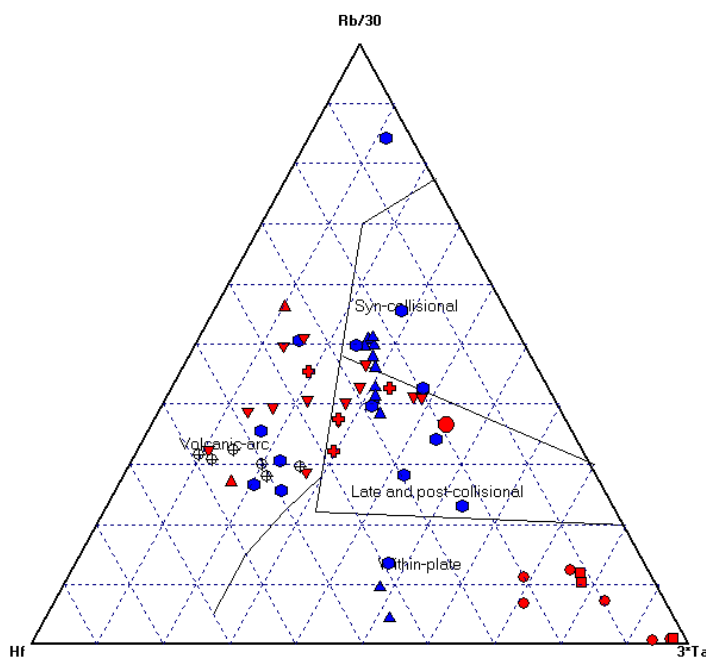
δείγματα της βρίσκονται στην σωσσονιτική και 1 στη θολεΐτική. Τα δείγματα της Strandja

κυρίως στην υψηλού – Κ ασβεσταλκαλική και στην σωσσονιτική σειρά. Κάποια δείγματα θεωρούνται ως ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα και υπάρχουν 3 δείγματα που βρίσκονται στο πεδίο της θολεΐτικής σειράς. Τα δείγματα της μάζας της Ροδόπης προβάλλονται, κατά κύριο λόγο, στην υψηλού – Κ ασβεσταλκαλική σειρά, ενώ υπάρχουν κάποια και στην ασβεσταλκαλική. Επίσης, 5



Σχήμα 4.5.3 Προβολή των πετρωμάτων της Πελαγονικής ζώνης, της μάζας της Ροδόπης και της ζώνης Strandja στα διαγράμματα (α) $Rb - Y + Nb$ και (β) $Rb - Yb + Ta$, κατά Pearce et al. (1984). VAG = γρανίτης ηφαιστειακού τόξου, ORG = γρανίτης μεσοωκεάνιας ράχης, WPG = ενδοπλακικός γρανίτης, syn-COLG = συν – ορογενετικός γρανίτης.

προβάλλονται κυρίως στα πεδία της υψηλού – Κ ασβεσταλκαλικής σειράς και στις ασβεσταλκαλικές, ενώ υπάρχει 1 δείγμα στο πεδίο της θολεϊτικής.



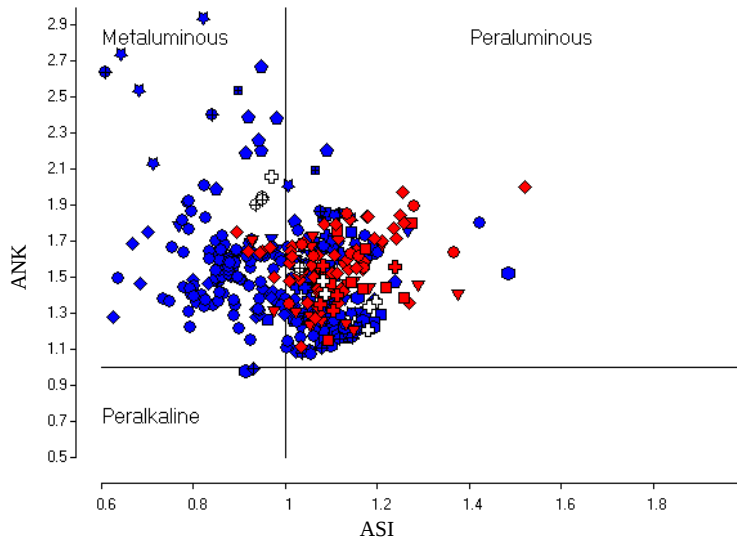
Σχήμα 4.5.4 Τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης $Rb/30 - Hf - Ta$ κατά Harris et al. (1986)

στο πεδίο των ενδοπλακικών γρανιτών, ενώ οι υπόλοιποι στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου. Στο διάγραμμα « $Rb - Yb + Ta$ » (Σχ. 4.5.3.β) η πλειοψηφία των δειγμάτων τοποθετούνται στα πεδία των ενδοπλακικών γρανιτών και αυτών που

Για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος δημιουργίας των πετρωμάτων έγιναν δύο διαγράμματα κατά Pearce et al. (1984) και ένα κατά Harris et al. (1986). Τα δείγματα που προβάλλονται είναι από τους πλουτωνίτες Άρδασσας, Δεσκάτης, Rhodope Terrane, Banite – Calabovo, Thracia Terrane, Kesebir, Byala Reka και Strandja. Στο «Σχήμα 4.5.3.α» τα δείγματα των πλουτωνιτών Άρδασσας και Δεσκάτης, προβάλλονται κυρίως

σχηματίστηκαν σε ηφαιστειακό τόξο. Ωστόσο, υπάρχουν δείγματα των δυο πλουτωνιτών της Πελαγονικής στο πεδίο των συν – ορογενετικών γρανιτών και της Ροδόπης στο πεδίο των γρανιτών μεσοωκεάνιας ράχης. Στο διάγραμμα «Rb/30 – Hf – Ta ³» κατά Harris et al. (1986) (Σχ. 4.5.3), τα δείγματα ταξινομούνται ως γρανίτες σε περιβάλλον σύγκρουσης, ηφαιστειακού τόξου και ενδοπλακικοί.

Ακόμα, έγινε διάγραμμα ANK vs. ASI κατά Frost et al. (2001) (Σχ. 4.5.5), στο οποίο τα δείγματα όλων των περιοχών ταξινομούνται είτε ως υπεραργιλικά, είτε ως μεταργιλικά, με της

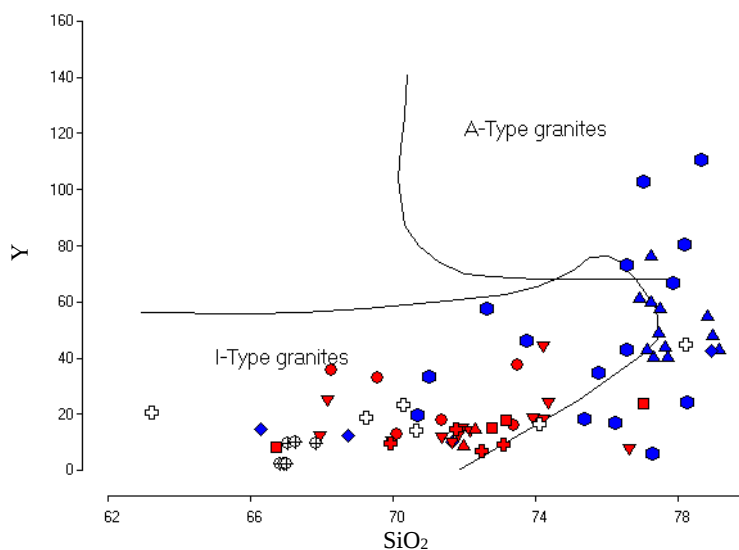


Ροδόπης και της Strandja να βρίσκονται κυρίως στο πεδίο των υπεραργιλικών. Ακόμα, λίγα 2 δείγματα της Πελαγονικής βρίσκονται στο πεδίο των υπεραλκαλικών, κοντά στο όριο με τα μεταργιλικά.

Επιπλέον, έγιναν διαγράμματα για την εύρεση της μαγματικής προέλευσης των πετρωμάτων, κατά Collins et al. (1992) (Σχ. 4.5.6) και

Σχήμα 4.5 5 Διάγραμμα ANK vs. ASI κατά Frost et al. (2001).

τα δείγματα της μάζας της Ροδόπης, της ζώνης Strandja και της Πελαγονικής, χαρακτηρίζονται ως γρανίτες I – τύπου. Διότι ASI προέρχονται από τήξη πυριγενών πετρωμάτων βασικής – ενδιάμεσης σύστασης. Ωστόσο, κάποια δείγματα, των τριών περιοχών, αποκλίνουν και βρίσκονται στα πεδία των γρανιτών A – και S – τύπου.



Σχήμα 4.5 6 Διάγραμμα Y – SiO₂ κατά Collins et al. (1992) της Πελαγονικής ζώνης, της μάζας της Ροδόπης και της ζώνης Strandja.

5. Αποτελέσματα – Συζήτηση

Διαγράμματα Harker Κύριων Στοιχείων

Η συγκέντρωση του SiO_2 στα πετρώματα κυμαίνεται από 63,2 έως 78,21% στη ζώνη Strandja, από 61,8 έως 78,2% για τη μάζα της Ροδόπης και από 46,1 έως 81,9% για την Πελαγονική ζώνη. Είναι, λοιπόν, εμφανής η απουσία βασικών πετρωμάτων στη Strandja και στη Ροδόπη.

Όπως προαναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, τα οξείδια TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO και P_2O_5 εμφανίζουν αρνητική συσχέτιση με το SiO_2 , που είναι χαρακτηριστικό για τη φυσιολογική τάση της μαγματικής διαφοροποίησης. Στο Al_2O_3 μόνο τα δείγματα με SiO_2 πάνω από 65% παρουσιάζουν αρνητική τάση. Όσον αφορά το Na_2O και το K_2O , η συσχέτιση δεν είναι ξεκάθαρη. Αυτά, ισχύουν για όλες τις περιοχές.

Ακόμα ένα κοινό, είναι το εύρος τιμών στον άξονα y, για τα δείγματα με SiO_2 από 61,8 έως 81,9%. Βέβαια, υπάρχουν και κάποια δείγματα που αποκλίνουν από την κύρια τάση των διαγραμμάτων.

Διαγράμματα Harker Ιχνοστοιχείων

Όσον αφορά τα δείγματα με SiO_2 από 61,8 έως 81,9%, αυτά, έχουν περιοχή τιμών κοινή για όλες τις περιοχές. Δεν παρουσιάζουν ξεκάθαρη συσχέτιση με το SiO_2 , με εξαίρεση να αποτελούν τα Sr, Ba, Cr, V, Sc, Y, Zr, Nb, Zn και Hf, στα οποία εμφανίζεται μια ελαφρώς αρνητική τάση. Γενικά, δεν παρατηρείται κάποια σημαντική διαφορά σε αυτού του είδους τα διαγράμματα.

Διαγράμματα Harker Σπανίων Γαιών

Όπως και στα προηγούμενα διαγράμματα, έτσι και σ' αυτά των ιχνοστοιχείων, το εύρος τιμών των δειγμάτων του άξονα y, για τα δείγματα με SiO_2 από 61,8 έως 81,9%, για όλες τις περιοχές. Η τάση των δειγμάτων της Strandja, της Ροδόπης και της Πελαγονικής, για τις παραπάνω τιμές του πυριτίου, στις σπάνιες γαίες La, Ce, Nd, Sm και Eu είναι αρνητική, ενώ στα υπόλοιπα δείγματα είναι διαφορετική.

Πολυστοιχειακά διαγράμματα κανονικοποιημένα με πρωταρχικό μανδύα

60 – 65% : Στο πολυστοιχειακό διάγραμμα, το οποίο έχει κανονικοποιηθεί με πρωταρχικό μανδύα (Mc Donough et al. 1992), συγκρίνονται δύο δείγματα, ένα της Πελαγονικής κι ένας της Strandja. Και οι δύο περιοχές παρουσιάζουν έντονη θετική ανωμαλία Pb και αρνητικές ανωμαλίες Ba, Nd και Ti. Ωστόσο, το δείγμα της Πελαγονικής εμφανίζει θετικές ανωμαλίες στο Rb και στο U.

65 – 70% : Σε αυτό το εύρος SiO₂, οι ανωμαλίες για τα δείγματα της Strandja, της Πελαγονικής και της Ροδόπης είναι ίδιες. Ωστόσο, στην τελευταία, κάποια δείγματα της παρουσιάζουν θετική ανωμαλία στο U και κάποια αρνητική.

70 – 75% : Σε αυτό το διάγραμμα οι ανωμαλίες εξακολουθούν να είναι ίδιες για όλες τις περιοχές. Μια μικρή διαφορά είναι ότι η αρνητική ανωμαλία Sr στα δείγματα της Πελαγονικής είναι πιο έντονη.

75 – 80% : Οι διαφορές αυξάνονται σε αυτό το εύρος τιμών SiO₂, καθώς οι ανωμαλίες της Πελαγονικής είναι πιο έντονες και των άλλων δύο περιοχών δεν είναι. Ίδιες για όλες τις περιοχές είναι οι ανωμαλίες Rb, Pb και Ti. Στο Ba και στο Sr παρουσιάζει αρνητική ανωμαλία η Πελαγονική και η Ροδόπη, όπου στην τελευταία δεν είναι τόσο έντονη.

Πολυστοιχειακά διαγράμματα σπανίων γαιών

60 – 65% : Στο πολυστοιχειακό διάγραμμα, το οποίο έχει κανονικοποιηθεί σε χονδρίτη κατά Boynton (1984), τα δύο δείγματα της Πελαγονικής και της Strandja, εμφανίζουν τον ίδιο εμπλουτισμό σε LREE σε σχέση τις HREE. Ακόμα και τα δύο παρουσιάζουν αρνητική ανωμαλία Eu.

65 – 70% : Σε αυτό το διάγραμμα η Πελαγονική, η Ροδόπη και κάποια δείγματα της Strandja έχουν την ίδια αρνητική ανωμαλία Eu. Ακόμα, δύο δείγματα της Ροδόπης έχουν θετικές ανωμαλίες Yb και Lu, ενώ ένα έχει αρνητική ανωμαλία Yb.

70 – 75% : Σε αυτό το εύρος τιμών, οι τρεις περιοχές παρουσιάζουν κοινή ανωμαλία Eu.

75 – 80% : Αρνητική ανωμαλία Eu εμφανίζεται για όλα τα δείγματα των τριών περιοχών. Αξίζει να σημειωθεί, πως για τα δείγματα της Πελαγονικής είναι πιο έντονη.

Διαγράμματα ταξινόμησης και πετροτεκτονικά

Γι' αυτή τη σύγκριση θα χρησιμοποιηθούν και τα στοιχεία από τις βιβλιογραφίες που αναφέρθηκαν στο «Κεφάλαιο 3».

Σύμφωνα με διαγράμματα των Frost et al. (2001) οι πλουτωνίτες, με SiO₂ από 61,8 έως 78,2%, χαρακτηρίζονται ως:

Πλουτωνίτης	Χαρακτηρισμός	Πλουτωνίτης	Χαρακτηρισμός
Άρδασσας	Υπεραργιλικός	Πιέρια	Υπεραργιλικός
Baba	Υπεραργιλικός	Φωτεινά	Υπεραργιλικός
Βαρνούντα	Υπεραργιλικός - Μεταργιλικός	Άρδα	Υπεραργιλικός - Μεταργιλικός
Βερδικούσας	Υπεραργιλικός	Thracia terrane	Υπεραργιλικός
Βόρα	Υπεραργιλικός	Kesebir	Υπεραργιλικός
Δεσκάτης	Υπεραργιλικός	Byala Reka	Υπεραργιλικός
Διάβα	Υπεραργιλικός	Rhodope Terrane	Υπεραργιλικός
Καστανιάς	Υπεραργιλικός	Banite – Calabovo	Υπεραργιλικός
Καστοριάς	Υπεραργιλικός - Μεταργιλικός	Startsevo	Υπεραργιλικός
Ολυμπιάδας	Υπεραργιλικός	Strandja	Υπεραργιλικός - Μεταργιλικός

Όπως φαίνεται στον παραπάνω πίνακα, οι πλειοψηφία των πλουτωνιτών είναι υπεραργιλικοί, με εξαίρεση αυτούς του Βαρνούντα, της Καστοριάς, του Άρδα και της Strandja, οι οποίοι προβάλλονται και στο πεδίο των μεταργιλικών.

Για να προσδιοριστεί το γεωτεκτονικό περιβάλλον δημιουργίας των πλουτωνικών πετρωμάτων, κατασκευάστηκαν διαγράμματα των Pearce et al. (1984) και των Harris et al. (1986). (VAG = γρανίτης ηφαιστειακού τόξου, ORG = γρανίτης μεσοωκεάνιας ράχης, WPG = ενδοπλακικός γρανίτης, syn-COLG = συν – ορογενετικός γρανίτης)

Πλουτωνίτης	Γεωτεκτονικό Περιβάλλον	Πλουτωνίτης	Γεωτεκτονικό Περιβάλλον
Άρδασσας	WPG – syn-COLG	Πιέρια	VAG
Baba	VAG – syn-COLG – WPG	Φωτεινά	-
Βαρνούντα	VAG	Άρδα	VAG
Βερδικούσας	VAG	Thracia terrane	VAG
Βόρα	VAG	Kesebir	WPG – VAG
Δεσκάτης	WPG – VAG	Byala Reka	WPG – VAG
Διάβα	-	Rhodope Terrane	VAG
Καστανιάς	VAG	Banite – Calabovo	VAG
Καστοριάς	VAG – syn-COLG	Startsevo	VAG – syn-COLG
Ολυμπιάδας	VAG	Strandja	VAG – syn-COLG

Σύμφωνα με τον παραπάνω πίνακα, οι περισσότεροι πλουτωνίτες δημιουργήθηκαν σε περιβάλλον σύγκλισης πλακών, ενώ μερικοί προέρχονται από ενδοπλακικό μαγματισμό και από περιβάλλον σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών.

Ακόμα, η πλειοψηφία των πετρωμάτων είναι ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα, με εξαίρεση της Καστοριάς, που ανήκει στην υψηλού – Κ ασβεσταλκαλική και σωσσονιτική σειρά.

Πλουτωνίτης	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Πλουτωνίτης	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Άρδασσας	-	Πιέρια	0,710 – 0,713
Baba	0,706	Φωτεινά	-
Βαρνούντα	0,702 – 0,706	Άρδα	0,706 – 0,712

Βερδικούσας	-	Thracia terrane	0,705 – 0,716
Βόρα	-	Kesebir	0,705 – 0,712
Δεσκάτης	-	Byala Reka	0,705 – 0,712
Διάβα	-	Rhodope Terrane	0,705 – 0,716
Καστανιάς	-	Banite – Calabovo	0,707 – 0,716
Καστοριάς	-	Startsevo	0,705 – 0,712
Ολυμπιάδας	-	Strandja	-

Όπως φαίνεται στον πίνακα με τους λόγους $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, εκτός του πλουτωνίτη του Βαρνούντα, οι υπόλοιποι έχουν ίδιες τιμές.

6. Συμπεράσματα

Οι πλουτωνικοί όγκοι της Πελαγονικής ζώνης, της μάζας τη Ροδόπης και της ζώνης Strandja παρουσιάζουν γεωχημικές ομοιότητες. Ωστόσο, μια σημαντική διαφορά είναι ότι ενώ στην Πελαγονική το SiO_2 των πετρωμάτων κυμαίνεται από 46,12 έως 81,9%, στη Ροδόπη και στη Strandja δεν υπάρχουν πετρώματα από 46,12 έως 61,79%.

Όλοι οι πλουτωνίτες είναι υπεραργιλικοί, με εξαίρεση κάποια δείγματα από τους πλουτωνίτες του Βαρνούντα, της Καστοριάς, του Άρδα και της Strandja τα οποία είναι μεταργιλικά.

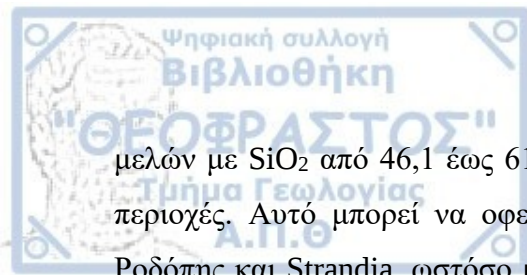
Η αρνητική ανωμαλία Eu, που εντοπίζεται στα πολυστοιχειακά διαγράμματα σπανίων γαιών των τριών περιοχών υποδηλώνει ότι το πλαγιόκλαστο είχε σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη. Ακόμα, η ανωμαλία Ti που εμφανίζεται στα πολυστοιχειακά διαγράμματα, που είναι κανονικοποιημένα με πρωταρχικό μανδύα, υποδηλώνει περιβάλλον σύγκλισης πλακών (Κορωνάιος κ.ά. 2000).

Όλοι οι πλουτωνίτες είναι υπεραργιλικοί, με εξαίρεση κάποια δείγματα από τους πλουτωνίτες του Βαρνούντα, της Καστοριάς, του Άρδα και της Strandja τα οποία είναι μεταργιλικά.

Προέρχονται από περιβάλλον σύγκλισης και σύγκρουσης πλακών, με βάση τα ιχνοστοιχεία και τα κύρια στοιχεία και ανήκουν στην ασβεσταλκαλική, στην υψηλού – Κ ασβεσταλκαλική και στη σωσσονιτική σειρά. Ακόμα, υπάρχουν δείγματα που φαίνεται να προέρχονται από περιβάλλον ενδοπλακικού μαγματισμού και πιθανώς είναι Α – τύπου πλουτωνίτες.

Όσον αφορά τις τιμές του αρχικού λόγου των ισοτόπων του Sr, στον πλουτωνίτη του Βαρνούντα, αυτές είναι χαμηλές, προϋποθέτοντας την προέλευση των πετρωμάτων από το μανδύα. Ακόμα και οι ελαφρώς υψηλότερες τιμές του λόγου στα πετρώματα του Baba, που αποτελεί την προς Βορρά συνέχεια του πλουτωνίτη του Βαρνούντα, μπορεί να δικαιολογηθεί από διαδικασίες αφομοίωσης φλοιικών πετρωμάτων ή μηχανικής μίξης. Για τα δείγματα της Ροδόπης, όπου οι τιμές κυμαίνονται από 0,705 έως 0,709, η προέλευση τους φαίνεται να είναι από τήξη προϋπαρχόντων πυριγενών πετρωμάτων. Ακόμα, για τα υπόλοιπα δείγματα της Ροδόπης και του πλουτωνίτη των Πιέριων, οι λόγοι έχουν τιμές πάνω από 0,709 υποδεικνύοντας προέλευση από τήξη ιζηματογενών πετρωμάτων.

Φαίνεται, τελικά, ότι η μεγαλύτερη διαφορά που υπάρχει μεταξύ των Ερκύνιων πυριγενών πετρωμάτων της Πελαγονικής, της Ροδόπης και της Strandja είναι η παρουσία



μελών με SiO_2 από 46,1 έως 61,8% στην Πελαγονική, που απουσιάζουν από τις άλλες δυο περιοχές. Αυτό μπορεί να οφείλεται στη μικρή συμμετοχή του μανδύα στο μαγματισμό Ροδόπης και Strandja, ωστόσο μια πιο πυκνή δειγματοληψία ίσως αποδείκνυε ότι υπάρχουν και τέτοια μέλη.

7. Περίληψη

Στην παρούσα εργασία συγκρίνονται γεωχημικά τα Άνω Παλαιοζωικά πλουτωνικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, της μάζας της Ροδόπης και της ζώνης Strandja. Οι πλουτωνίτες της Πελαγονικής δείχνουν ένα ευρύ λιθολογικό φάσμα από βασικές λιθολογίες όπως γάββροι, διορίτες μέχρι τις απλιτικές φλέβες του τελευταίου σταδίου. Ωστόσο, μια σημαντική διαφορά είναι η έλλειψη πετρωμάτων βασικής σύστασης από τις δυο τελευταίες περιοχές. Συγκεκριμένα, στην Πελαγονική το SiO_2 των πετρωμάτων κυμαίνεται από 46,12 έως 81,9%, στη Ροδόπη και στη Strandja δεν υπάρχουν πετρώματα από 46,12 έως 61,79%. Η γεωχημεία υποδεικνύει μια κυρίως υπεραργιλική, αλλά επίσης και μεταργιλική τάση με υψηλή περιεκτικότητα σε K_2O , ισοδύναμη με πετρώματα ασβεσταλκαλικής, υψηλού – Κ ασβεσταλκαλικής και σωσσονιτική σειράς. Τα κύρια στοιχεία και τα ιχνοστοιχεία είναι τυπικά για γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, συν – ορογενετικούς γρανίτες και ενδοπλακικούς γρανίτες. Τα πετρογραφικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά των πλουτωνιτών πετρωμάτων υποδηλώνουν ότι το λιθολογικό εύρος τους είναι αποτέλεσμα μαγματικής διαφοροποίησης. Φαίνεται, τελικά, ότι η μεγαλύτερη διαφορά που υπάρχει μεταξύ των Ερκύνιων πυριγενών πετρωμάτων της Πελαγονικής, της Ροδόπης και της Strandja είναι η παρουσία μελών με SiO_2 από 46,1 έως 61,8% στην Πελαγονική, που απουσιάζουν από τις άλλες δυο περιοχές.

Λέξεις – κλειδιά: ορθογενέσιος, γρανίτης, γεωχημεία, Ερκύνια, Πελαγονική, Ροδόπη, Strandja.



8. Abstract

A geochemical study of Hercynian plutons of the Pelagonian zone, Rhodope massif and Strandja zone is carried out. The plutons of Pelagonian show a wide lithological spectrum from mafic lithologies like gabbros, diorites to late-stage aplitic veins. However, an important difference is the absence of basic rocks from the last two areas. Specifically, in Pelagonian the SiO_2 of the rocks ranges from 46.12 to 81.9%, whereas in Rhodope and Strandja there are no rocks from 46.12 to 61.79%. Geochemistry indicate a mainly peraluminous, but also metaluminous trend with high K_2O content, equivalent to calc – alkaline, high – K calc – alkaline and shoshonitic series. Major and trace element composition is typical of volcanic arc granites, syn – collisional granites and within – plate granites. The petrographical and geochemical characteristics of the plutons suggest the lithological spectrum is the result of magmatic differentiation. The geochemical similarities in normalized multi – element diagrams can be used as an indicator for rocks of the same source of origin.

Keywords: orthogneiss, granite, geochemistry, Hercynian, Pelagonian, Rhodope, Strandja.

9. Βιβλιογραφία

- Anders, B., Reischmann, T., Kostopoulos, D. and Poller, U. «The oldest rocks of Greece: First evidence for a Precambrian terrane within the Pelagonian Zone.» *Geological Magazine*, 143, 41-58, 2005.
- Batchelor, R. A. & Bowden, P. «Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters.» *Chem. Geol.*, 48, 43-58, 1985.
- Bonev, N., Filipov, P., Raicheva, R. and Moritz, R. «Timing and tectonic significance of Paleozoic magmatism in the Sakar unit of the Sakar-Strandzha Zone, SE Bulgaria.» *International Geology Review*, 61, 1957–79, 2019.
- Bonev, N., Moritz, R., Márton, I., Chiaradia, M. and Marchev, P. «Geochemistry, tectonics, and crustal evolution of basement rocks in the Eastern Rhodope Massif, Bulgaria.» *International Geology Review*, 52 (2-3), 269-297, 2010.
- Boynton, W.V. «In: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63–114.» 1984.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R. «Two contrasting granite types.» *Pacific Geology*, 8:173–174, 1974.
- Cherneva, Z. and Georgieva, M. «Metamorphosed Hercynian granitoids in the Alpine structures of the Central Rhodope, Bulgaria: geotectonic position and geochemistry.» *Lithos* 82, 149–68, 2005.
- Cornelius, Nina Kaarina. *UHP metamorphic rocks of the Eastern Rhodope Massif, NE Greece: new constraints from petrology, geochemistry and zircon ages*. University of Mainz, Germany: PhD Thesis, 164 pages, 2008.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin London, London, 450 p, 1979.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., Marchal, M. «A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis – its relationship and current nomenclature.» *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210, 1980.
- Gorton, M.P., and Schandl, E.S. «From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks.» *The Canadian Mineralogist*, 38, p. 1065-1073, 2000.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G. «Geochemical characteristics of collision-zone magmatism.» In: *Collision Tectonics*, Coward, M.P. and Ries, A.C. eds, *Geol. Soc.*

- Spec. Publ., Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, 19, 1986: 67-71.*
- Irvine, T.H., and Baragar, W.R.A.P. «A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.» *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523–548, 1971.
- Katerinopoulos, A. «Geochemical characteristics of the Varnoundas plutonic complex.» *Ann. Geol. Pays Hell.* 33, 223-236, 1987.
- Katerinopoulos, A., Kokkinakis, A. & Kyriakopoulos, K. «Petrology and chemical characteristics of Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece.» *Bul. Geol. Soc. Greece*, 30, 79-88, 1994.
- Katerinopoulos, A., Kyriakopoulos, K., Del Moro A., Mitropoulos, P. and Giannotti, U. «Comparative study of hercynian granitoids from N.W. Greece and S. Yugoslavia.» *Chemie der Erde.*, 52, 261-276, 1992.
- Katerinopoulos, A., Kyriakopoulos, K., Del Moro, A., Kokkinakis, A. & Giannotti, U. «Petrology, geochemistry and Rb/Sr age determination of Hercynian granitic rocks from Thessaly, Central Greece.» *Chem. Erde.*, 58, 64-79, 1998.
- Kilias, A., Thomaidou, E., Katrivanos, E., Vamvaka, A., Fassoulas, Ch., Pipera, K., Falalakis, G., Avgerinas, S. and Sfeikos. «A geological cross-section through northern Greece from Pindos to Rhodope Mountain Ranges: a field guide across the External and Internal Hellenides.» *Journal of the Virtual Explorer*, 2016.
- Koroneos, A., Christofides, G., Del Moro, A. & Kilias, A. «Rb-Sr geochronology and geochemical aspects of the Eastern Varnountas plutonite (NW Macedonia, Greece).» *N.J.Miner.Abh.*, 165, 297-315, 1993.
- Koroneos, A., Kilias, A. and Avgerinas, A. «Hercynian plutonic rocks of Voras Mountain, Macedonia, Northern Greece: their structure, petrogenesis, and tectonic significance.» *International Geology Review*, 2013.
- Kotopouli, C., Pe-Piper, G. and Piper, D. «Petrology and evolution of the Hercynian Pieria Granitoid Complex (Thessaly, Greece): paleogeographic and geodynamic implications.» *Lithos*, 50, 137-152, 2000.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. A. «Chemical classification of volcanic rocks based on the Total-Alkali-Silica diagram.» *Journal of Petrology*, 27, 745-750, 1986.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P.A., Schmid, R.,

- Sorensen, H., and Woolley, A.R. «Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks.» *Cambridge, UK, Cambridge University Press*, 236 p., 2002.
- Machev, P., Ganey, V. and Klain, L. «New LA-ICP-MS U-Pb zircon dating for Strandja granitoids (SE Bulgaria): evidence for two-stage late Variscan magmatism in the internal Balkanides.» *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2015: 230-248.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M. «Tectonic discrimination of granitoids.» *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, 635-643, 1989.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W. «Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth.» *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (3). 1001-1012, 1992.
- Mposkos, E. «High-Pressure Metamorphism in Gneisses and Pelitic Schists in the East Rhodope Zone (N. Greece).» *Mineralogy and Petrology*, v.41, 25-39, 1989.
- Nagel, T. J., S. Schmidt, M. Janák, N. Froitzheim, S. Jahn-Awe, and N. Georgiev. «The exposed base of a collapsing wedge: The Nestos Shear Zone (Rhodope Metamorphic Province, Greece).» *Tectonics*, 30, 2011.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. «Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.» *Journal of Petrology*, 25, 956-983, 1984.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R. «Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in the Kastamonu area, Northern Turkey.» *Contributions of Mineralogy and Petrology*, v. 58, 63-81, 1976.
- Pe-Piper, G., Doutsos, T. and Muara, A. «Petrology and Regional Significance of the Hercynian Granitoid Rocks of the Olympiada Area, Northern Thessaly, Greece.» *Chemie der Erde.*, 53, 21-36, 1993a.
- Pe-Piper, G., Doutsos, T. and Mporonkay, C. «Structure, geochemistry and mineralogy of Hercynian granitoid rocks of the Verdikoussa area, Northern Thessaly, Greece and their regional significance.» *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 165, 267-296, 1993b.
- Perraki, M., Hoinkes, G., Mposkos, E. and Thoeni, M. «Early Cretaceous & Tertiary metamorphic events of the Pelagonian zone in the E. Thessaly area, Greece.» *Geophysical Research Abstracts*, 2003.

Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D. and Peccerillo, A. «PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology.» *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, 2005.

Peytcheva, I., von Quadt, A., Ovtcharova, M., Handler, R., Neubauer, F., Salnikova, E., Kostitsyn, Y., Sarov, S. and Kolcheva, K. «Metagranitoids from the eastern part of the Central Rhodopean Dome (Bulgaria): U Pb, Rb Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ timing of emplacement and exhumation and isotope-geochemical features.» *Mineralogy and Petrology*, Volume 82, Issue 1-2, 1-31, 2004.

Principi, G., Levi, N., Menna, F., Nirta, G., Marroni, M., Pandolfi, L., Trivic, B., Chiari, M., Saccani, E. and Garfagnoli, F. «The geology of the Internal Dinarides in the Zlatibor-Maljen area (Central-Western Serbia).» *Rend. Soc. Geol. It.*, 6, 2008.

Schaarschmidt, A., Klemm, R., Regelous, M., Voudouris, P., Melfos, V. and Haase, K. «The formation of shoshonitic magma and its relationship to porphyry-type mineralisation: the Maronia pluton in NE Greece.» *Lithos*, Volume 380, 2021.

Schenker, F. L., J.-P. Burg, D. Kostopoulos, E. Moulas, A. Larionov and A. von Quadt. «From Mesoproterozoic magmatism to collisional Cretaceous anatexis: Tectonomagmatic history of the Pelagonian Zone, Greece.» *Tectonics*, 1552–1576, 2014.

Schmidt, S., Nagel, J. T. and Froitzheim, N. «A new occurrence of microdiamond-bearing metamorphic rocks, SW Rhodopes, Greece.» *European Journal of Mineralogy*, v.2, 189-198, 2010.

Shand, S.J. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons, 350, 1943.

Turpaud, P. *Characterisation of igneous terranes by zircon dating: implications for UHP*. University of Mainz, Germany: PhD Thesis, 127 pages, 2006.

Vergeley, P. «Chevauchement vers l'Ouest et r trocharriage vers l'Est des ophiolites: deux phases tectoniques au cours du Jurassique sup rieur- oc r tac  dans les Hell nides internes.» *Bull Soc g ol France* 18:231–44, 1976.

Voudouris, P., Siron, C., M rton, I., Melfos, V., Baker, T. and Spry, P. «Eocene to Miocene Hydrothermal Deposits of Northern Greece and Bulgaria: Relationships between Tectonic-Magmatic Activity, Alteration, and Gold Mineralization - A Preface.» *SEG GUIDEBOOK SERIES*, 2016.

Winchester, J.A., Floyd, P.A. «Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.» *Chemical Geology*, 20, 325-343, 1977.

Zagorchev, Ivan. «Introduction to the geology of SW Bulgaria.» *Geologica Balcanica* 31(1–2):3–52, 2001.

Αυγερινάς, Α., Κίλιας, Δ., Κορωναίος, Α. και Μουντράκης, Δ. «Γεωχημεία, γένεση και παραμόρφωση των Εκύνιων γρανιτικών πετρωμάτων της Πελαγονικής στην οροσειρά του Βόρα (Μακεδονία, Βόρεια Ελλάδα).» *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, 2004.

Δρακούλης, Αλέξανδρος. *Πετρολογική και Γεωχημική μελέτη του πλουτωνίτη του Παπίκιου όρους*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκη: Διδακτορική Διατριβή, 302 σ., 2019.

Κατερινόπουλος, Α. Ε. «Συμβολή στη μελέτη των πλουτώνιων πετρωμάτων του Δυτικού Βαρνούντα.» *Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών*, 182 σ., 1983.

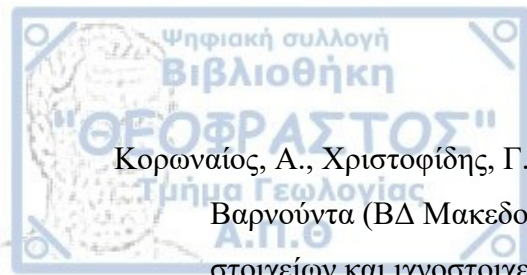
Κατερινόπουλος, Α. και Κυριακόπουλος, Κ. «Πετρογραφική και πετροχημική μελέτη των πλουτωνίων πετρωμάτων του όρους Baba (Γιουγκοσλαβία).» *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, 23/2, 561-576, 1989.

Κορωναίος, Α., Παλαιολόγου, Μ., Polí, G. και Χριστοφίδης, Γ. «Γεωχημεία και γένεση του γρανίτη της Δεσκάτης (ΒΔ Ελλάδα).» *Επιστημονική Επετηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Γ. Ελευθεριάδη, Ειδικός τόμος 103*, 27-30, 2015.

Κορωναίος, Α., Σολδάτος, Τ., Χριστοφίδης, Γ. και Γερούκη, Φ. «Συγκριτική γεωχημική μελέτη πλουτωνιτών της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης.» *Πρακτικά 1ου Συνεδρίου της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, 243-260, 2000.

Κορωναίος, Α., Σολδάτος, Τ., Χριστοφίδης, Γ. και Ελευθεριάδης, Γ. «Γένεση του πλουτωνίτη του Ανατολικού Βαρνούντα.» *Δελτίο Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, XXX/I, 193-204, 1994.

Κορωναίος, Α., Τσούτσικα, Π., Ελευθεριάδης, Γ. και Seidel, E. «Ορυκτολογία, πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Καστανιάς (Βέρμιο).» *Πρακτικά 1ου Συνεδρίου της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, 223-242, 2000.



Κορωνάιος, Α., Χριστοφίδης, Γ. και Ελευθεριάδης, Γ. «Εξέλιξη του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (ΒΔ Μακεδονία): Μοντέλα κλασματικής κρυστάλλωσης κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων.» *Δελτίο Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, XXV/2, 81-99, 1991.

Μουντράκης, Δημοσθένης Μ. *Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας*. 324 σ., Θεσσαλονίκη: University Studio Press, 2010.

—. «Τεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού ορογενούς. Γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης.» *Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, Τομ. XXXIV/6, 2113-2126, 2002.