



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ – ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ ΠΑΝΩΡΑ

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΓΡΑΝΙΤΩΝ  
ΑΠΟ ΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ: ΚΕΡΚΙΝΗ, ΑΡΝΑΙΑ, ΔΕΣΚΑΤΗ ΚΑΙ ΑΡΔΑΣΣΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2021



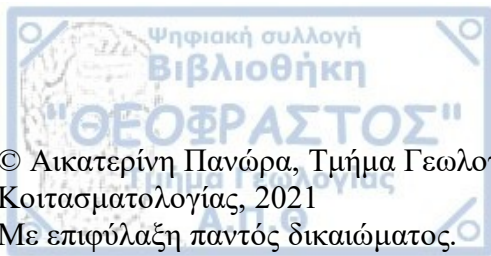
Αικατερίνη Πανώρα  
Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5680

## ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΓΡΑΝΙΤΩΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ: ΚΕΡΚΙΝΗ, ΑΡΝΑΙΑ, ΔΕΣΚΑΤΗ ΚΑΙ ΑΡΔΑΣΣΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας,  
Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας

### Επιβλέπων

Καθηγητής Κορωναίος Αντώνιος



© Αικατερίνη Πανώρα, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας, 2021  
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΓΡΑΝΙΤΩΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ: ΚΕΡΚΙΝΗ, ΑΡΝΑΙΑ, ΔΕΣΚΑΤΗ ΚΑΙ ΑΡΔΑΣΣΑ - *Διπλωματική Εργασία*

© Ekaterini Panora, School of Geology, Dept. of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, 2021  
All rights reserved.

COMPARATIVE GEOCHEMICAL AND PETROGENETIC STUDY OF GRANITES FROM THE AREAS: KERKINI, ARNAIA, DESKATI AND ARDASSA– *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.



## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

|                                                                                            |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....</b>                                                                   | <b>1</b>  |
| <b>2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ .....</b>                                                                   | <b>2</b>  |
| 2.1 ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗ ΜΑΖΑ .....                                                             | 3         |
| 2.1.1. Γεωλογία περιοχής Κερκίνης .....                                                    | 4         |
| 2.1.2. Γεωλογία περιοχής Αρναίας .....                                                     | 5         |
| 2.2. ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ .....                                                                 | 6         |
| 2.2.1. Γεωλογία περιοχής Δεσκάτης .....                                                    | 7         |
| 2.2.2. Γεωλογία περιοχής Άρδασσας .....                                                    | 7         |
| 2.3 ΣΧΕΣΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΜΕ ΤΗ ΖΩΝΗ ΑΞΙΟΥ .....                                        | 8         |
| <b>3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ - ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ .....</b>                                                   | <b>9</b>  |
| 3.1. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΚΕΡΚΙΝΗΣ .....                                                               | 10        |
| 3.2. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΑΡΝΑΙΑΣ .....                                                                | 10        |
| 3.3. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΔΕΣΚΑΤΗΣ .....                                                               | 10        |
| 3.4. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΑΡΔΑΣΣΑΣ .....                                                               | 10        |
| 3.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ .....                                           | 11        |
| <b>4. ΗΛΙΚΙΑ .....</b>                                                                     | <b>12</b> |
| 4.1. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΚΕΡΚΙΝΗΣ .....                                                               | 12        |
| 4.2. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΑΡΝΑΙΑΣ .....                                                                | 12        |
| 4.3. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΔΕΣΚΑΤΗΣ .....                                                               | 13        |
| 4.4. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΑΡΔΑΣΣΑΣ .....                                                               | 13        |
| 4.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΗΛΙΚΙΩΝ ΓΡΑΝΙΤΩΝ .....                                                        | 13        |
| <b>5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ .....</b>                                                                  | <b>15</b> |
| 5.1. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΟΞΕΙΔΙΩΝ ΚΥΡΙΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟ SiO <sub>2</sub> ..... | 18        |
| 5.2. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΧΗΜΙΚΗΣ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗΣ .....                                                 | 18        |
| 5.3. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΜΕ ΤΟ SiO <sub>2</sub> .....                  | 20        |
| 5.4. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΣΠΑΝΙΩΝ ΓΑΙΩΝ – REE .....                                                   | 25        |
| <b>6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ .....</b>                                                                   | <b>31</b> |
| 6.1. Α-ΤΥΠΟΥ ΓΡΑΝΙΤΕΣ .....                                                                | 31        |
| 6.2. ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ .....                                                                     | 35        |
| 6.2.1. Γεωτεκτονικό Περιβάλλον .....                                                       | 35        |
| 6.2.2. Τύπος Μάγματος .....                                                                | 38        |
| 6.2.3. Προέλευση Μάγματος .....                                                            | 43        |
| 6.2.3.1. Γρανίτης Κερκίνης .....                                                           | 43        |
| 6.2.3.2. Γρανίτης Αρναίας .....                                                            | 43        |
| 6.2.3.3. Γρανίτης Δεσκάτης .....                                                           | 43        |
| 6.2.3.4. Γρανίτης Άρδασσας .....                                                           | 44        |
| <b>7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....</b>                                                               | <b>47</b> |
| <b>8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....</b>                                                               | <b>49</b> |



## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα μελέτη διεξήχθη στα πλαίσια του μαθήματος «Διπλωματική Πτυχιακή Εργασία» του Η' Εξαμήνου του Τμήματος Γεωλογίας στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Μελετήθηκαν συνολικά 63 δείγματα στην παρούσα εργασία: 18 από την Κερκίνη, 18 από την Αρναία, 15 από τη Δεσκάτη και 12 από την Άρδασσα. Τα δεδομένα προέρχονται από Christofides et al. (1999 & 2007), Poli et al. (2009), Κορωναίος κ.α. (2015), ενώ χρησιμοποιήθηκαν και αδημοσίευτα αποτελέσματα.

Ο καθηγητής Α. Κορωναίος ήταν ο επιβλέπων της διπλωματικής αυτής εργασίας, τον οποίο και ευχαριστώ θερμά τόσο για την υπομονή του όσο και για την πολύτιμη στήριξη και καθοδήγηση που μου προσέφερε διαρκώς.

## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

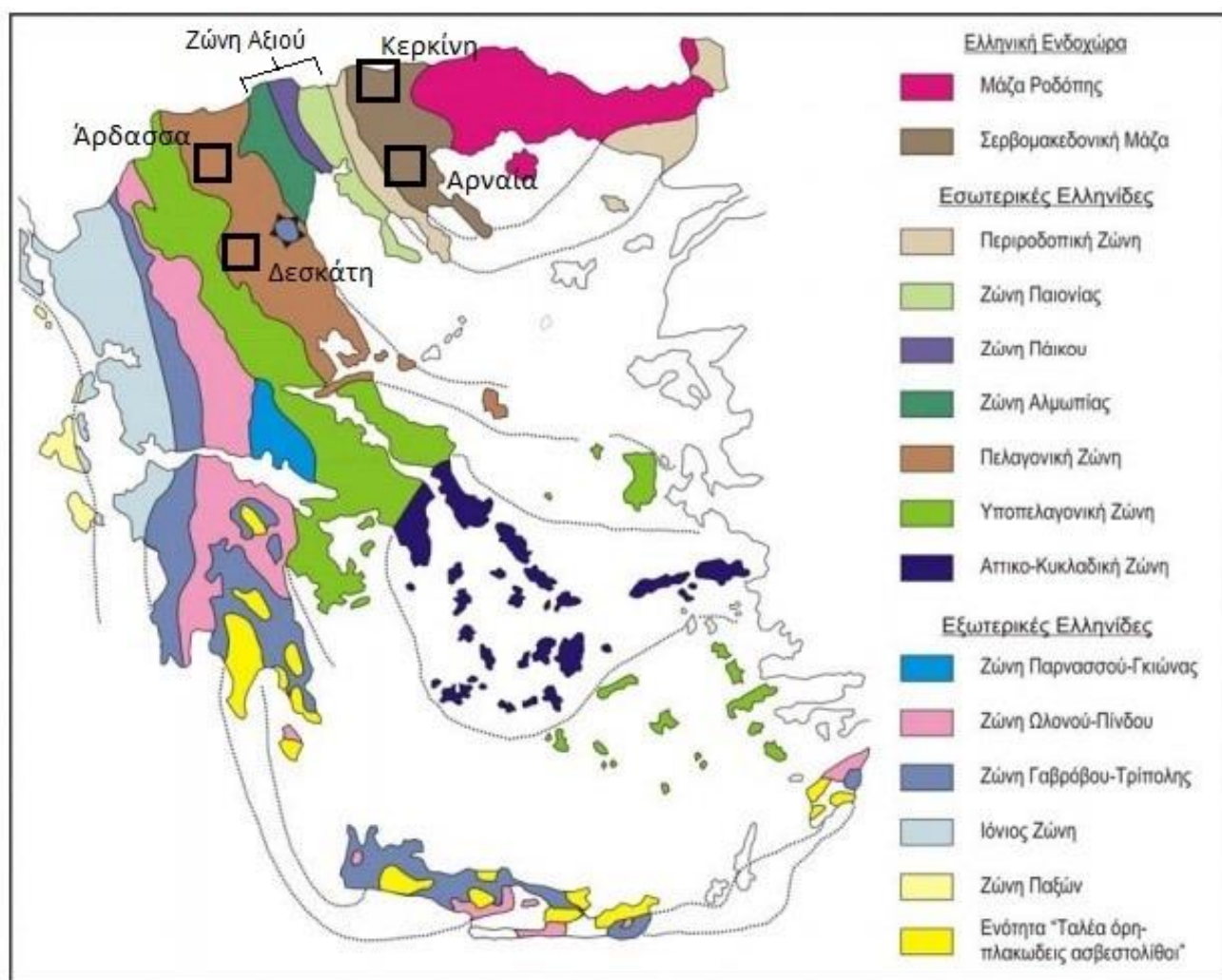
Η μελέτη των γρανιτικών πετρωμάτων μπορεί να μας δώσει χρήσιμα συμπεράσματα για τη γεωτεκτονική εξέλιξη μιας περιοχής. Η γνώση της ηλικίας του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος και της γένεσης μιας γρανιτικής εμφάνισης μπορεί να δώσει σημαντικά στοιχεία για το γεωτεκτονικό περιβάλλον που επικρατούσε όταν αυτή δημιουργήθηκε. Αυτό συμβαίνει επειδή συγκεκριμένοι τύποι γρανιτικών πετρωμάτων δημιουργούνται σε συγκεκριμένα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. Στην παρούσα εργασία, μελετώνται συγκριτικά τα γρανιτικά συμπλέγματα από τις περιοχές: Κερκίνη, Αρναία, Δεσκάτη και Άρδασσα, από γεωχημική και πετρογενετική άποψη. Η επιλογή των γρανιτικών πετρωμάτων έγινε λαμβάνοντας υπόψη προηγούμενες εργασίες (Christofides et al., 1999 & 2007, Poli, 2009, Κορωνάιος κ.α., 2015, Πεταρούδα, 2015), οι οποίες υποστηρίζουν πως τα πετρώματα αυτά είναι Α-τύπου. Τα τρία από τα τέσσερα γρανιτικά πετρώματα έχουν παρόμοια ηλικία (Περμοτριάδικά), ενώ η ηλικία της Δεσκάτης σύμφωνα με νεώτερες απόψεις, είναι ανωπροτεροζωϊκή (Christofides et al., 1999 & 2007, Poli et al., 2009, Alagna, 2006, Katerinopoulos et al., 1998, Zlatkin et al., 2014). Ωστόσο, συμπεριλαμβάνεται στην παρούσα εργασία για λόγους σύγκρισης. Αξίζει να σημειωθεί πως οι τέσσερις γρανίτες διεισδύουν σε μεταμορφωμένα πετρώματα της Σερβομακεδονικής Μάζας (Κερκίνη και Αρναία) και της Πελαγονικής Ζώνης (Δεσκάτη και Άρδασσα), εκατέρωθεν της ευρύτερης περιοχής της ζώνης Αξιού.

Αναλυτικότερα, στα κεφάλαια που ακολουθούν, περιγράφεται η γεωλογία τόσο των ζωνών στις οποίες βρίσκονται οι γρανίτες όσο και των περιοχών που διεισδύουν. Προσδιορίζεται η πετρογραφία και η ταξινόμηση των γρανιτικών συμπλεγμάτων με τη βοήθεια της μακροσκοπικής και μικροσκοπικής παρατήρησης, καθώς και διακριτικών διαγραμμάτων. Ακολουθεί η αναφορά των ηλικιών που έχουν υπολογιστεί από τους ερευνητές για τις τέσσερις γρανιτικές εμφανίσεις κι έπειτα αναλύεται η γεωχημεία των πετρωμάτων, σύμφωνα με διαγράμματα κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων, σπανίων γαιών και πολυστοιχειακών διαγραμμάτων. Στη συνέχεια, περιγράφεται η ομάδα Α-τύπου γρανιτών και τα γνωρίσματά της διότι και οι τέσσερις γρανίτες έχουν χαρακτηριστεί ως Α-τύπου στο παρελθόν. Επιπρόσθετα, στο κεφάλαιο της Πετρογένεσης, μελετάται το γεωτεκτονικό περιβάλλον, ο τύπος και η προέλευση του μάγματος για τις γρανιτικές εμφανίσεις, με την βοήθεια των αντίστοιχων διαγραμμάτων. Στο τέλος της εργασίας, ακολουθούν τα συμπεράσματα που προέκυψαν.

## 2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Ο Ελληνικός χώρος επηρεάστηκε από την Αλπική ορογένεση, δημιουργώντας τις Ελληνίδες οροσειρές που αποτελούν μέρος του Διναρικού κλάδου του Αλπικού συστήματος. Αυτές, υποδιαιρούνται σε γεωτεκτονικές ζώνες με διεύθυνση ανάπτυξης BBD-NNA, διαμορφώνοντας την Ελληνική ενδοχώρα, τις εξωτερικές και τις εσωτερικές Ελληνίδες (Μουντράκης, 1983).

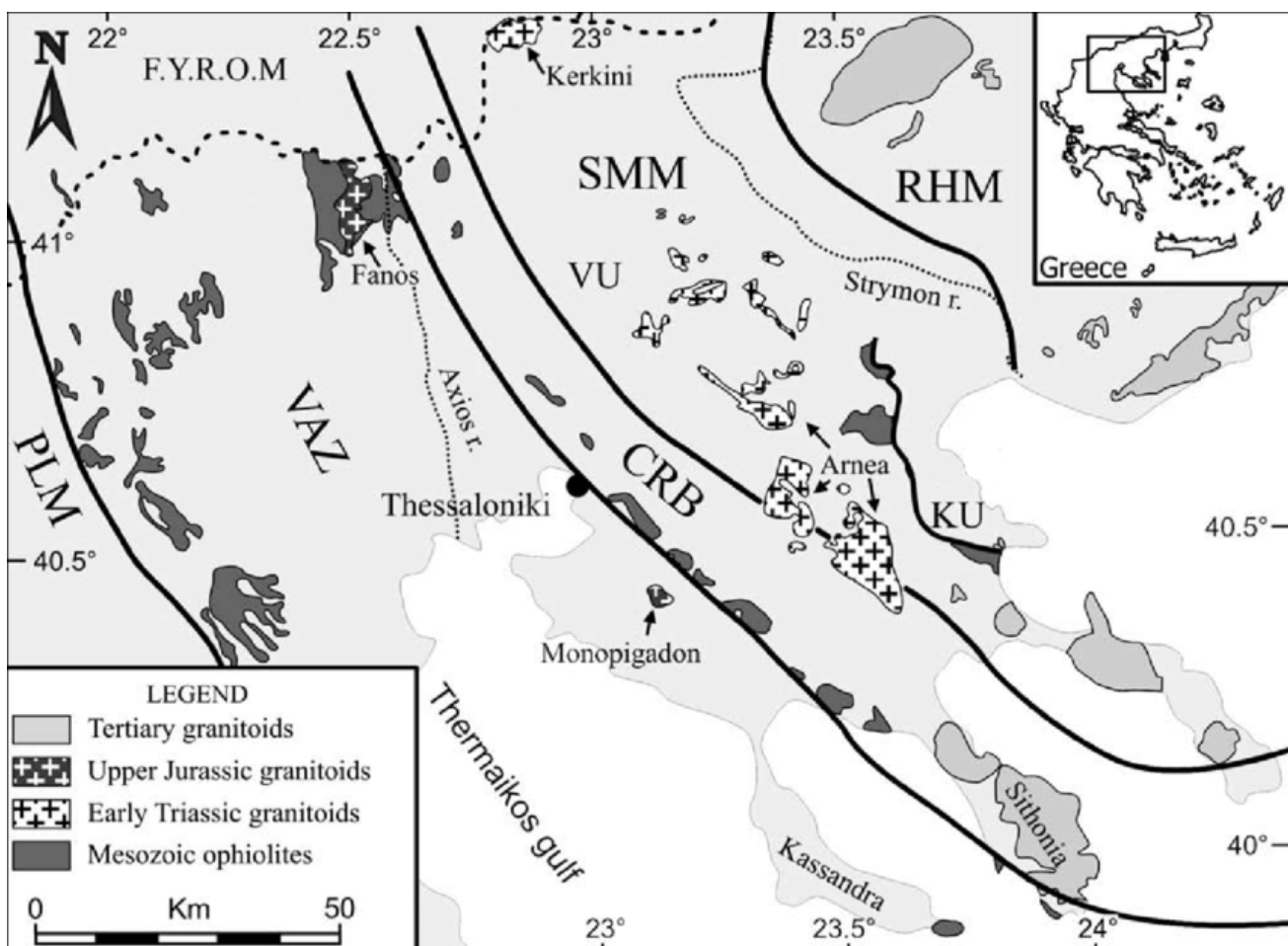
Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στην Β. Ελλάδα, καθώς τα γρανιτικά συμπλέγματα της Κερκίνης και της Αρναίας διεισδύουν στην Σερβομακεδονική μάζα αλλά και στην Περιοδοπική ζώνη. Οι γρανιτικοί όγκοι της Δεσκάτης και της Άρδαςσας εμφανίζονται στην Πελαγονική ζώνη. Ανάμεσα στις τέσσερις διεισδύσεις παρεμβάλλεται η ζώνη Αξιού, της οποίας η σημασία θα αναλυθεί παρακάτω.



Σχήμα 1.: Οι περιοχές μελέτης με τις τέσσερις γρανιτικές εμφανίσεις, σημειωμένες σε χάρτη των γεωτεκτονικών ζωνών της Ελλάδας (Μουντράκης, 2010).

## 2.1. ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗ ΜΑΖΑ

Η Σερβομακεδονική μάζα αποτελεί, μαζί με τη μάζα Ροδόπης, την ελληνική ενδοχώρα και αποτελείται από κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και πυριγενή πετρώματα. Έχει υποστεί αλληπάλληλες μεταμορφώσεις διαφορετικών φάσεων και διαιρείται στην κατώτερη (αρχαιότερη) ενότητα Κερδυλλίων και στην ανώτερη (νεώτερη) ενότητα Βερτίσκου. Η τελευταία, καλύπτει τον κορμό της Χαλκιδικής και εκτείνεται προς τα βόρεια μέχρι τα σύνορα. Το σύμπλεγμα μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής διακόπτονται μεγάλοι όγκοι πυριγενών πετρωμάτων που ανήκουν σε διαφορετικές φάσεις μαγματισμού. Στην ενότητα Βερτίσκου διεισδύουν οι γρανίτες της Κερκίνης και της Αρναίας (Μουντράκης, 2010).

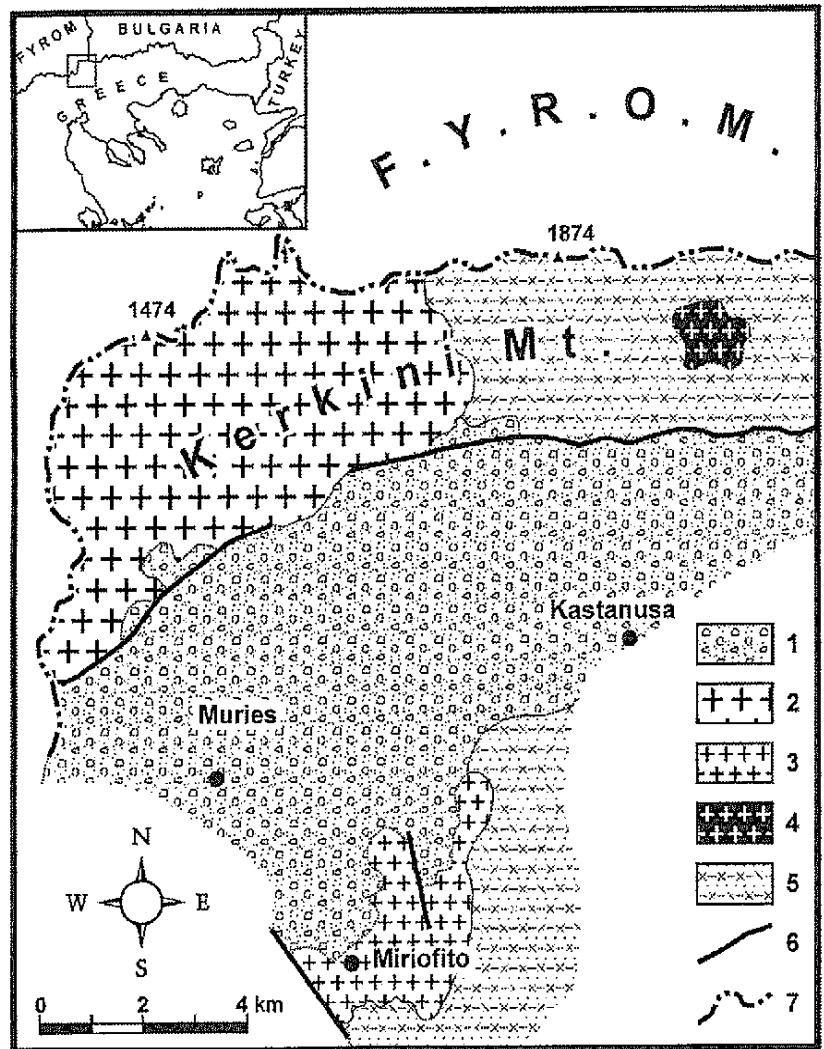


Σχήμα 1.2: Γεωλογικός χάρτης της κεντρικής Μακεδονίας με τις γρανιτικές εμφανίσεις των περιοχών μελέτης (Κερκίνης και Αρναίας), μαζί με τις μεσοζωικές γρανιτικές διεισδύσεις (Ανώτερο Ιουρασικό), τους Μεσοζωικούς οφειολίθους και τα Τριτογενή γρανιτικά πετρώματα. PLM: Πελαγονική Ζώνη, VAZ: Ζώνη Αξιού, CRB: Περιοδοπική Ζώνη, SMM: Σερβομακεδονική Ζώνη, RHM: Μάζα Ροδόπης, VU: Ενότητα Βερτίσκου, KU: Ενότητα Κερδυλλίων (Poli et al., 2009).

### 2.1.1. Γεωλογία περιοχής Κερκίνης

Το γρανιτικό σύμπλεγμα της Κερκίνης διακόπτει τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της ενότητας Βερτίσκου και περιλαμβάνει τρία γρανιτικά σώματα: το γρανίτη των Μουριών (μεγαλύτερη εμφάνιση), νοτιότερα το γρανίτη του Μυριόφυτου και προς την ανατολή το γρανίτη της Καστανούσας. Αξίζει να σημειωθεί πως η απόφυση της Καστανούσας διαφοροποιείται από αυτές του Μυριόφυτου και των Μουριών. Είναι η λιγότερο αποσαθρωμένη και η πιο πλούσια σε βιοτίτη εμφάνιση. Επίσης, παρουσιάζει διαφορές τόσο στον χημισμό των κύριων στοιχείων (π.χ. είναι εμπλουτισμένη σε  $Al_2O_3$  και  $Na_2O$ ), όσο και στα ιχνοστοιχεία και τις σπάνιες γαίες (Christofides et al., 1999). Λόγω των διαφοροποιήσεων αυτών, τα δύο δείγματα από το γρανιτικό σώμα της Καστανούσας συμβολίζονται διαφορετικά στα διαγράμματα που ακολουθούν.

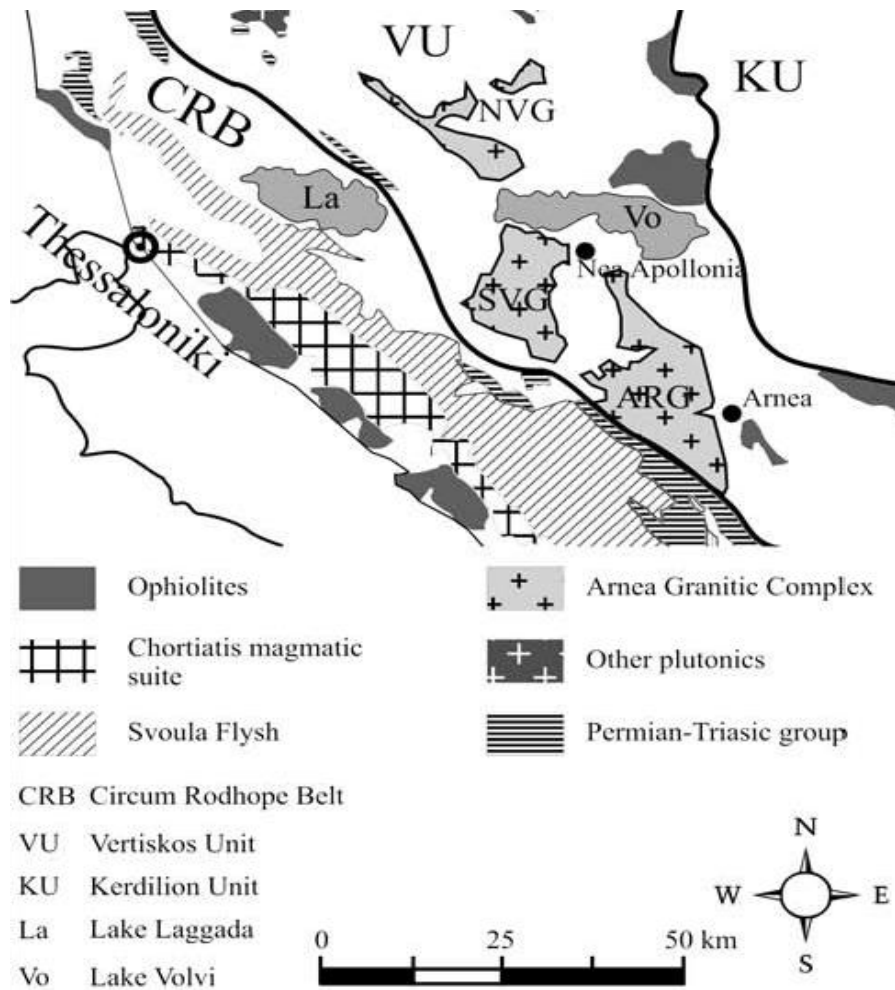
Στην περιοχή της διείσδυσης του συμπλέγματος κυριαρχούν διμαρμαρυγικοί και αμφιβολιτικοί γνεύσιοι, σχιστόλιθοι και αμφιβολίτες, με την συνοδεία μεταΐζημάτων και μαρμάρων. Ο γρανίτης της Κερκίνης αποτελεί μια μεγάλη γρανιτική διείσδυση της περιοχής και συχνά συναντάται μολωνιτωμένος. Είναι τεκτονικά καταπονημένος και δεν εμφανίζει φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής (Christofides et al., 2007).



Σχήμα 1.3: Γεωλογικός χάρτης του γρανιτικού συμπλέγματος της Κερκίνης. 1: Αλλουβιακά, 2: Γρανίτης Μουριών, 3: Γρανίτης Μυριόφυτου, 4: Γρανοδιόριτης Καστανούσας, 5: Μεταμορφωμένο υπόβαθρο, 6: Ρήγμα, 7: Σύνορο χωρών (Christofides et al., 1999).

## 2.1.2. Γεωλογία περιοχής Αρναίας

Ο μαγματικός γρανιτικός όγκος της Αρναίας βρίσκεται στο όριο της Σερβομακεδονικής μάζας (ενότητα Βερτίσκου) με την Περιοδοπική ζώνη, αποτελώντας μέρος του όρους Χολομώντα. Ο γρανίτης διείσδυσε μέσα στους γνευσίους του δυτικού περιθωρίου της Σερβομακεδονικής και υπέστη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Έρχεται σε τεκτονική επαφή με σχιστολίθους/γνευσίους της Σερβομακεδονικής από τα δυτικά και με ασβεστολίθους/φυλλίτες από τα ανατολικά. Έχει επιμήκες σχήμα και στο δυτικό του όριο παρατηρείται μια τεκτονική ζώνη διάτμησης (Poli et al., 2009). Στην περιοχή του γρανίτη παρατηρούνται μυλωνικά φαινόμενα μικρής έκτασης και τεκτονική καταπόνηση, η οποία όμως είναι μεταγενέστερη (Oladeji, 1997). Μαζί με τον γρανίτη της Κερκίνης, αποτελούν τις μεγαλύτερες πλουτωνικές εμφανίσεις της Σερβομακεδονικής (Poli et al., 2009).

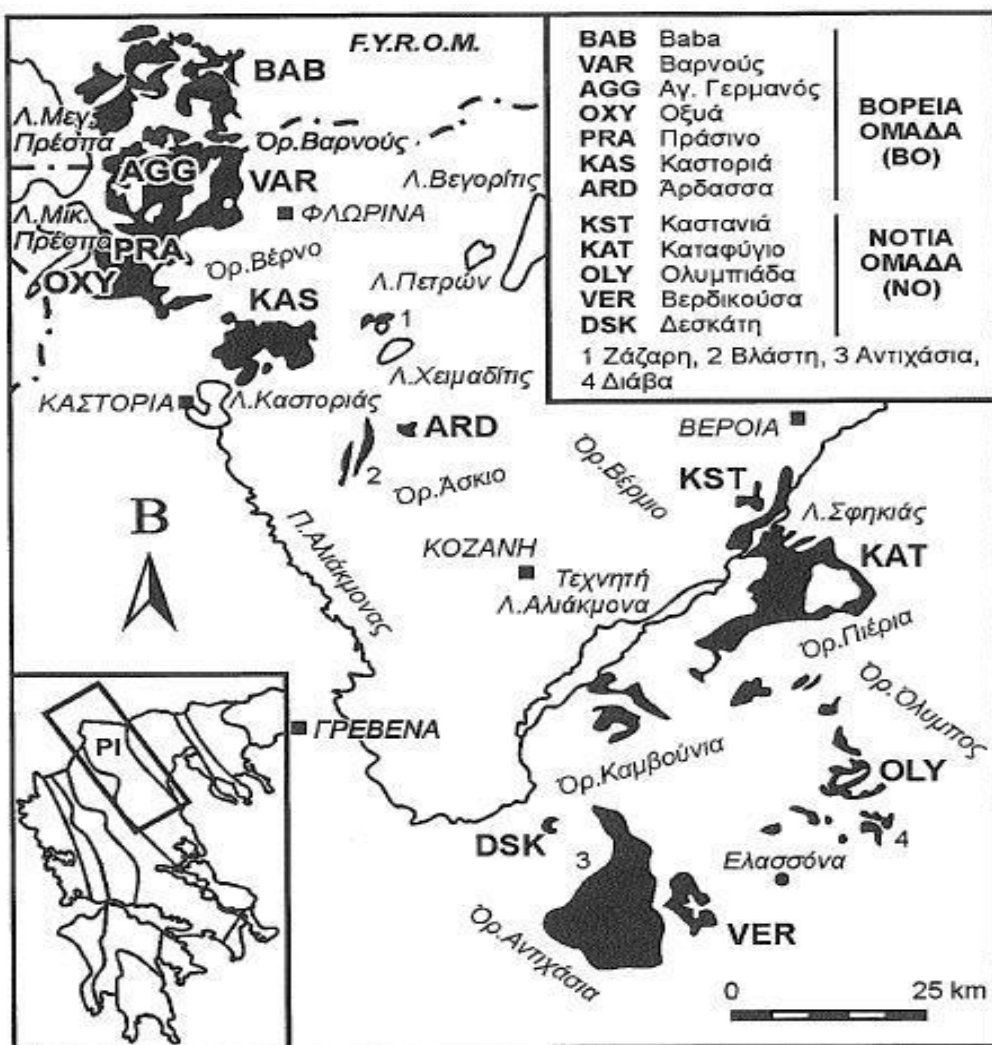


Σχήμα 1.6: Γεωλογικός Χάρτης της περιοχής και του γρανιτικού συμπλέγματος της Αρναίας. ARG: Γρανιτικό Σύμπλεγμα Αρναίας, NVG: Γρανιτική εμφάνιση βόρεια της Λίμνης Βόλβης, SVG: Γρανιτική εμφάνιση νότια της Λίμνης Βόλβης, KU: Ενότητα Κερδυλλίων, VU: Ενότητα Βερτίσκου, CRB: Περιοδοπική Ζώνη, La: Λίμνη Λαγκαδά, Vo: Λίμνη Βόλβη. Στον χάρτη απεικονίζονται επίσης οι οφειόλιθοι, η μαγματική σειρά Χορτιάτη και ο φλύσχος της Σβούλας (Poli et al., 2009).

## 2.2. ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ

Η Πελαγονική ζώνη δεσπόζει στον κορμό της Ελλάδας με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, περιλαμβάνοντας τους ορεινούς όγκους Βόρας, Βέρνος, Βέρμιο, Πιέρια, Όλυμπος, Πήλιο και Βόρειας Εύβοιας, και έπειτα κάμπτεται προς τις Σποράδες (Σκιάθος, Σκόπελος, Σύρος), με πιθανή εμφάνιση στο Αιγαίο. Συγκροτείται από ένα κάλυμμα Μεσοζωικών ιζημάτων επάνω από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα (Μουντράκης, 2010). Η Πελαγονική θεωρείται ένα μεγάλο ηπειρωτικό τέμαχος που αποσπάστηκε από την Γκοντβάνα, εκατέρωθεν του οποίου σχηματίστηκαν οι ωκεανοί της Τηθύος (ζώνη Αξιού απο τα ανατολικά και ζώνη Υποπελαγονικής-Πίνδου από τα δυτικά). Έχει τον χαρακτήρα ενός έντονα τεκτονισμένου και πολυμεταμορφωμένου ηπειρωτικού τεμάχους καθώς έχει υποστεί 3 παραμορφωτικές φάσεις: την Ερκύνια, την ορογένεση του Α.Ιουρασικού-Κ.Κρητιδικού και την ορογένεση του Τριτογενούς (Μουντράκης, 2010).

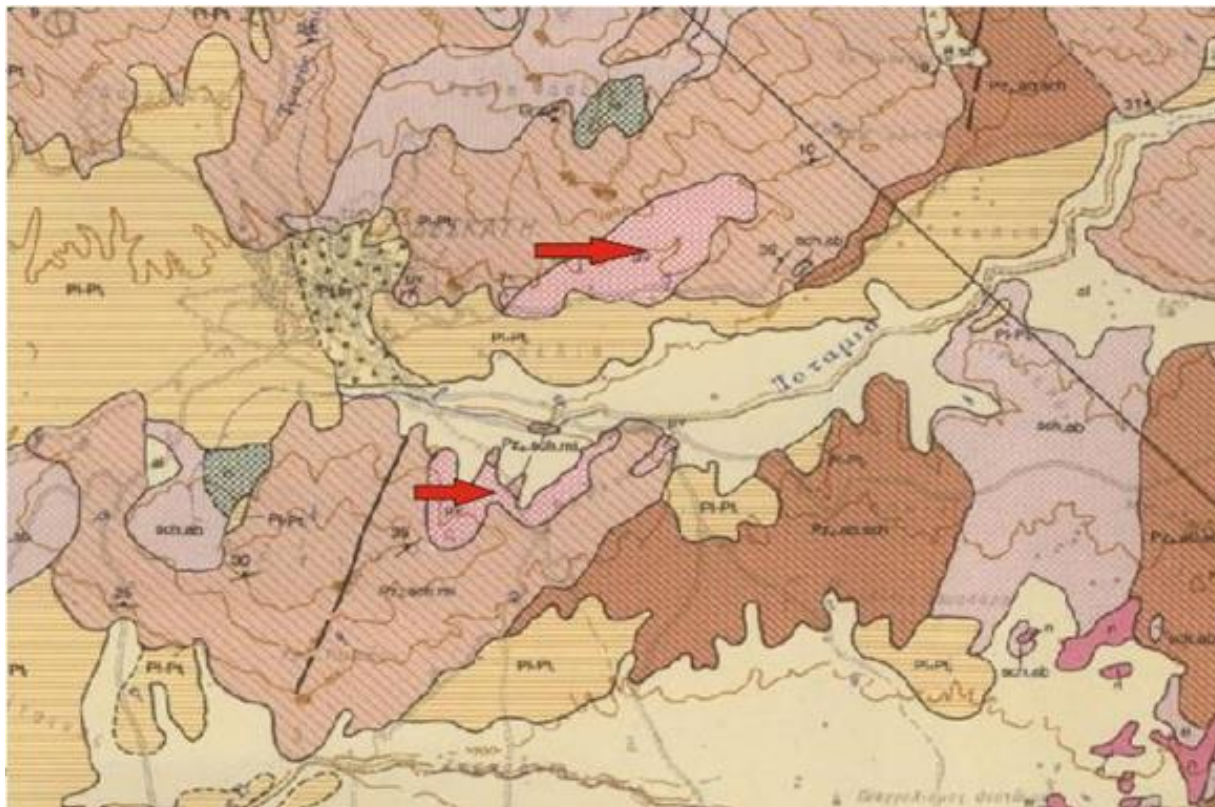
Σε όλη την έκταση της ζώνης συναντώνται μεγάλοι μαγματικοί όγκοι. Οι γρανίτες της περιοχής έχουν δημιουργήσει φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής κατά την διείσδυση τους και πολλοί είναι γνευσιωμένοι λόγω της αλπικής μεταμόρφωσης (Μουντράκης, 2010). Στο βορειοδυτικό τμήμα της Πελαγονικής βρίσκονται οι γρανίτες της Δεσκάτης και της Άρδασσας.



Σχήμα 1.5: Χάρτης πλουτωνικών πετρωμάτων της Βόρειας Πελαγονικής Ζώνης (PI) (από Κορωνάιος κ.α., 2000).

### 2.2.1. Γεωλογία περιοχής Δεσκάτης

Ο γρανίτης της Δεσκάτης αποτελεί μία από τις μικρότερες plutωνικές εμφανίσεις στα βόρεια της Πελαγονικής ζώνης. Διεισδύει στα μεταμορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου της μάζας Πιερίων – Καμβουνίων, η οποία διαχωρίζεται στην κατώτερη σειρά Ελασσόνας και στην ανώτερη ενότητα Κεφαλόβρυσου (Katerinopoulos et al., 1994). Πιο συγκεκριμένα, ο plutωνίτης διεισδύει σε μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο του ανώτερου ορίζοντα, στο κρυσταλλοσχιστώδες προαλπικό υπόβαθρο της ζώνης (ΙΓΜΕ, 1987).

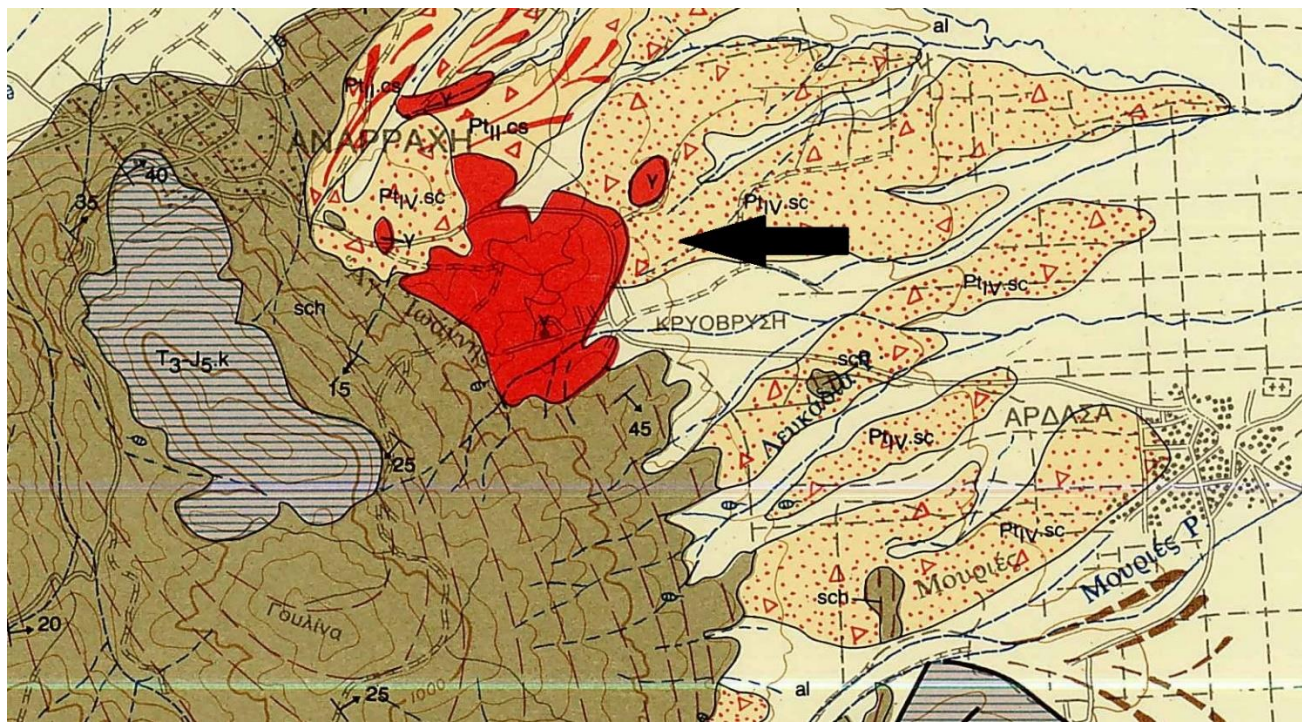


Σχήμα 1.6: Διείσδυση του γρανίτη της Δεσκάτης σε κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο (σημειώνεται με βέλη). Απόσπασμα από το φύλλο «ΔΕΣΚΑΤΗ» (ΙΓΜΕ, 1987).

### 2.2.2. Γεωλογία περιοχής Άρδασσας

Ο γρανιτικός όγκος της Άρδασσας βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της Πελαγονικής ζώνης, NNA της Καστοριάς. Ο plutωνίτης έχει διεισδύσει στο προαλπικό κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της ζώνης, σε σχιστολίθους. Στην ευρύτερη περιοχή, εντοπίζονται γενεύσιοι, αμφιβολίτες, σχιστόλιθοι καθώς και Περμοτριάδικα ανθρακικά πετρώματα. Ο γρανίτης είναι γνευσιωμένος και έντονα μυλωνιτωμένος, πιθανότατα λόγω των πολυμεταμορφώσεων και των παραμορφωτικών φάσεων της Πελαγονικής. Από τα δυτικά, εφάπτεται στο μεταμορφικό σύμπλεγμα της περιοχής (σχιστόλιθοι) κι από τα ανατολικά συναντά

πλειστοκαινικές αλλουβιακές αποθέσεις και ριπίδια. Εμφανίζει φλεβικές αποφύσεις που αναπτύσσονται παράλληλα στην σχιστότητα των λοιπών πετρωμάτων, ενώ ένα μεγάλο μέρος του καλύπτεται από Τριτογενή και Τεταρτογενή ιζήματα (Πεταρούδα, 2015).



Σχήμα 1.7: Γεωλογικός Χάρτης με την διείσδυση του γρανίτη της Άρδαςσας (σημειώνεται με βέλη). Απόσπασμα από το φύλλο «ΣΙΑΤΙΣΤΑ» (ΙΓΜΕ, 1982)

### 2.3. ΣΧΕΣΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΜΕ ΤΗ ΖΩΝΗ ΑΞΙΟΥ

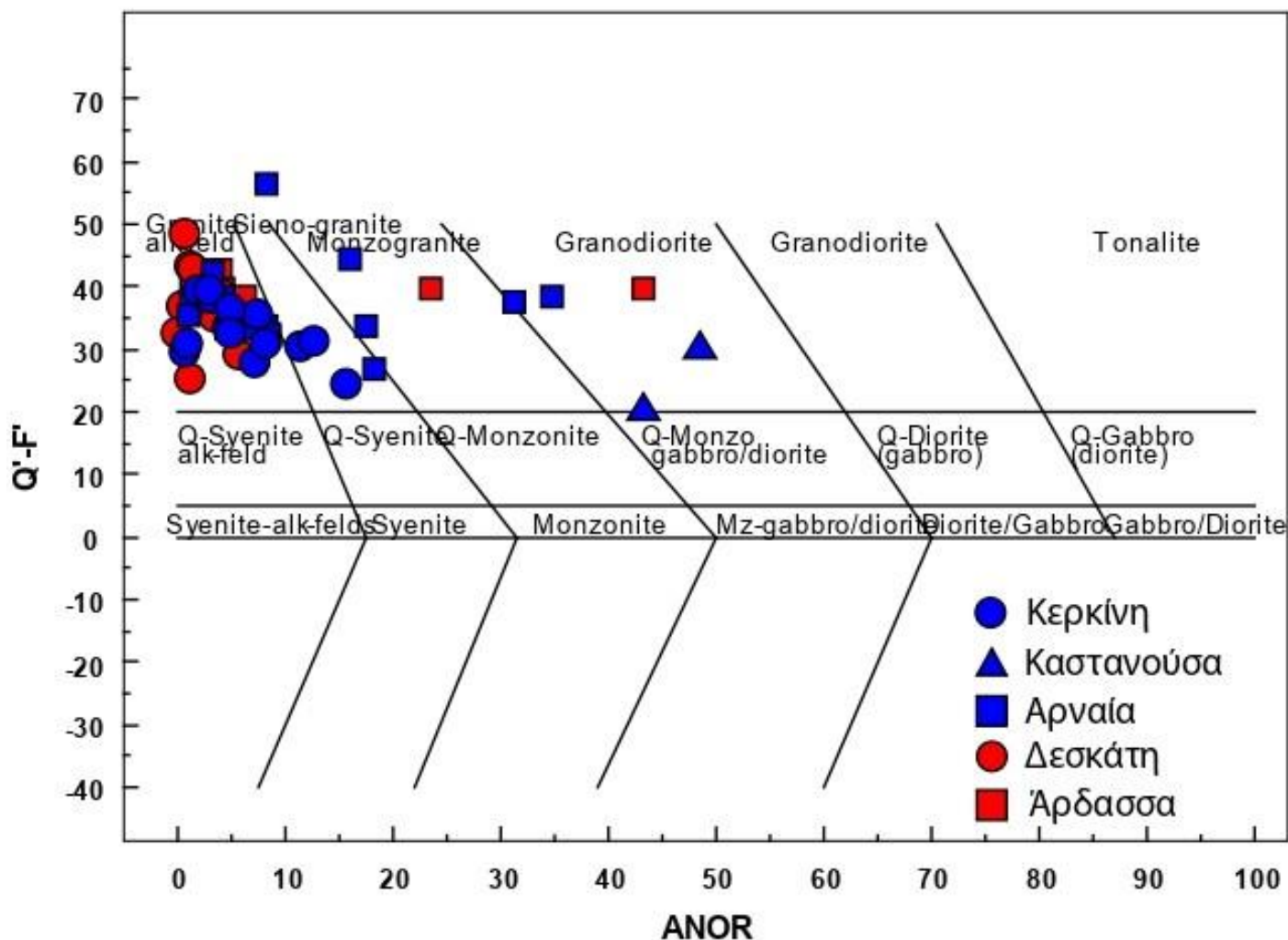
Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 1, ανάμεσα στις τέσσερις γρανιτικές εμφανίσεις που μελετώνται στην παρούσα εργασία, παρεμβάλλεται η ζώνη Αξιού ή αλλιώς ζώνη Vardar. Η ζώνη αυτή, έχει ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση και βασικό χαρακτηριστικό της είναι η παρουσία μεγάλων οφειολιθικών μαζών που εξαπλώνονται σε όλη την έκταση της (εσωτερική οφειολιθική λωρίδα της Ελλάδας). Οι οφειόλιθοι υποδεικνύουν πως η ζώνη λειτούργησε, κατά το Μεσοζωικό, ως ένα παλαιοπεριβάλλον ωκεανού, με ωκεάνιο φλοιό και ιζήματα βαθιάς θάλασσας (Μουντράκης, 2010).

Πολλές έρευνες έχουν γίνει ως προς το πού ακριβώς βρισκόταν ο ωκεανός της Τηθύος, τότε δημιουργήθηκε και καταστράφηκε. Μερικές από αυτές υποστηρίζουν ότι για τον Ελληνικό χώρο η θάλασσα της Τηθύος αντιπροσωπεύεται από μία μόνο ζώνη, καθώς υπήρχε ένας μόνο ωκεάνιος χώρος. Σήμερα, ωστόσο, επικρατέστερη είναι η άποψη πως υπήρχαν μικροπλάκες στο γεωτεκτονικό δυναμικό, όπως αυτές της Ροδόπης και της Πίνδου που αποσπάστηκαν από την Γκοντβάνα και κινήθηκαν ανεξάρτητα. Όταν χωρίστηκαν, στο Τριαδικό, ανάμεσά τους αναπτύχθηκε ένας ωκεανός με τη δράση μιας μεσοωκεάνιας ράχης, που σήμερα υποδηλώνεται από τη ζώνη Αξιού.

Για την Ελλάδα υποστηρίζεται ότι λειτούργησαν δύο ωκεάνιοι χώροι: της ζώνης Αξιού και της Υποπελαγονικής ζώνης (Μουντράκης, 2010).

### 3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ- ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ

Για τον προσδιορισμό του πετρογραφικού τύπου των πετρωμάτων στις τέσσερις περιοχές, χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Q'-ANOR των Streckeisen and LeMaitre (1979) (Σχ. 2.1). Σύμφωνα με αυτό, τα δείγματα προβάλλονται, ως επι το πλείστον, στο πεδίο των αλκαλι-γρανιτών. Ωστόσο, οκτώ από τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών (συηνογρανίτες και μονζογρανίτες) και αυτά της Καστανούσας μαζί με άλλα 3 προβάλλονται στο πεδίο των γρανοδιοριτών. Ο συμβολισμός των δειγμάτων που παρουσιάζεται στο διάγραμμα του σχήματος 2.1 ακολουθείται και στην υπόλοιπη εργασία.



Σχήμα 2.1: Διάγραμμα ταξινόμησης πλουτωνικών πετρωμάτων Q'-ANOR των Streckeisen and LeMaitre (1979).

### 3.1. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΚΕΡΚΙΝΗΣ

Στο σύμπλεγμα της Κερκίνης, που περιλαμβάνει τα σώματα των Μουριών, του Μυριόφυτου και της Καστανούσας, ο κύριος πετρογραφικός τύπος είναι ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης. Το πέτρωμα είναι λευκοκρατικό με γρανιτικό ιστό, έντονα αλλοιωμένο. Τα πρωτογενή ορυκτά που συναντώνται είναι χαλαζίας, αλβίτης, περθιτικός μικροκλινής, βιοτίτης (με σύσταση αννίτη) και λευκός μαρμαρυγίας (με σύσταση φεγγίτη). Χαρακτηριστική είναι η παρουσία φθορίτη ως επουσιώδες ορυκτό μαζί με ζirkόνιο, αλλανίτη, απατίτη, τιτανίτη. Ως δευτερογενή ορυκτά και προϊόντα αλλοιώσεων υπάρχουν ο χλωρίτης, το επίδοτο και ο σερικίτης. Κατά θέσεις, ο γρανίτης παρουσιάζει ενδείξεις υδροθερμικής αλλοίωσης (Christofides et al., 1999 & 2007).

### 3.2. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΑΡΝΑΙΑΣ

Ο πλουτωνίτης της περιοχής της Αρναίας παρομοιάζει σε αυτόν της Κερκίνης. Πετρογραφικά, η εμφάνιση προσδιορίζεται ως διμαρμαρυγιακός και, κατά τόπους, μοσχοβιτικός γρανίτης. Είναι λευκοκρατικό και μεσόκοκκο πέτρωμα με γρανιτικό ιστό. Ως πρωτογενή εμφανίζονται τα ορυκτά: χαλαζίας, καλιούχοι άστριοι (κυρίως μικροκλινής), πλαγιόκλαστο, μοσχοβίτης και βιοτίτης με σύσταση αννίτη (πλούσιος σε Fe). Ως επουσιώδη, ο αλλανίτης, το επίδοτο, ο τιτανίτης και το ζirkόνιο. Όπως και στην Κερκίνη, αξιοσημείωτη είναι η παρουσία φθορίτη στα επουσιώδη ορυκτά καθώς και η υδροθερμική αλλοίωση. Τα δευτερογενή ορυκτά της εμφάνισης είναι χλωρίτης και, σπανιότερα, δευτερογενής μοσχοβίτης κοντά σε χαλαζία και καλιούχους αστρίους. Ο γρανίτης της Αρναίας εμφανίζει, επίσης, φαινόμενα γραφικής σύμφυσης καθώς και αλλοιώσεις ορυκτών όπως χλωριτίωση και σερικιτίωση (Poli et al., 2009).

### 3.3. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΔΕΣΚΑΤΗΣ

Οι γρανιτικές εμφανίσεις της Δεσκάτης είναι αλκαλιγρανίτες, τεφρόλευκοι με πρασινωπή χροιά εξαιτίας της χλωριτίωσης του βιοτίτη. Το πέτρωμα είναι έντονα μυλωνιτωμένο λόγω της τεκτονικής καταπόνησης της περιοχής. Ο ιστός του είναι πορφυροειδής και ως πρωτογενή ορυκτά παρουσιάζονται χαλαζίας (συχνά ανακρυσταλλωμένος), μικροκλινής, πλαγιόκλαστο ως αλβίτης, βιοτίτης πλούσιος σε Fe και μοσχοβίτης. Τα επουσιώδη ορυκτά είναι: αλλανίτης, ζirkόνιο, ακτινόλιθος, απατίτης, τιτανίτης και χλωρίτης. Στα δευτερογενή ορυκτά συγκαταλέγονται ορυκτά της ομάδας του επιδότου, μοσχοβίτης, σπινέλλιος και γρανάτης. Παρατηρείται η παρουσία ξενολίθων βασικότερων πετρωμάτων, χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση καθώς και ενδείξεις υδροθερμικής δραστηριότητας (Παλαιολόγου, 2014, Koroneos et al., 2015).

### 3.4. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΑΡΔΑΣΣΑΣ

Ο πλουτωνίτης της Άρδαςσας είναι ένας λευκοκρατικός αλκαλιγρανίτης με πρασινωπή χροιά λόγω του λευκού μαρμαρυγία και της χλωριτίωσης του βιοτίτη. Έχει τυπικό γρανιτικό ιστό και είναι γνευσιτωμένος. Η ορυκτολογική του σύσταση περιλαμβάνει χαλαζία, αλκαλιούχο άστρο, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και λευκό μαρμαρυγία. Ως δευτερογενή και επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται

εκείνα της ομάδας του επιδότου, ζirkόνια και απατίτης. Οι καλιούχοι άστριοι συχνά υφίστανται σερικιτίωση. Παρατηρούνται, σε πληθώρα δειγμάτων, φαινόμενα γρανοφυρικής σύμφυσης και περθίτες. Τέλος, στο γρανίτη της Άρδασσας χαρακτηριστικές είναι οι διεισδύσεις πηγματιτικών και απλιτικών φλεβών (Πεταρούδα, 2015).

### 3.5. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ

Από πετρογραφική άποψη, οι γρανιτικές διεισδύσεις των περιοχών έχουν αρκετές ομοιότητες, καθώς διαφοροποιούνται μόνο σε κάποια ορυκτά. Όλες οι εμφανίσεις προσδιορίζονται ως αλκαλιγρανίτες, είναι λευκοκρατικοί με πρασινωπή χροιά, λόγω της αλλοίωσης του βιοτίτη σε χλωρίτη (χλωριτίωση), και μεσόκοκκοι. Διαθέτουν τυπικό γρανιτικό ιστό, εκτός από την εμφάνιση της Δεσκάτης που έχει πορφυροειδή. Τα πετρώματα είναι μυλωνιτωμένα (έντονα σε κάποιες περιπτώσεις) και, κατα την πλειονότητά τους, τεκτονισμένα.

Τα πρωτογενή ορυκτά τους είναι χαλαζίας, καλιούχοι άστριοι, αλβίτης και μαρμαρυγίες (λευκός μαρμαρυγίας και βιοτίτης). Ο βιοτίτης είναι χαρακτηριστικός στους τέσσερις γρανίτες, καθώς εμφανίζεται πλούσιος σε Fe – σύσταση αννίτη. Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται ο αλλανίτης, ο απατίτης, το ζirkόνιο, ο τιτανίτης και, στην περίπτωση της Δεσκάτης, ο ακτινόλιθος. Αξίζει να σημειωθεί η παρουσία του φθορίτη ως επουσιώδες ορυκτό στα συμπλέγματα της Κερκίνης και της Αρναίας. Τα δευτερογενή ορυκτά είναι επίδοτο, χλωρίτης και σερικίτης, ως αποτέλεσμα των αντίστοιχων αλλοιώσεων, και στο γρανίτη της Δεσκάτης βρέθηκαν, επιπρόσθετα, δευτερογενής μοσχοβίτης, σπινέλλιος και γρανάτης. Σε ορισμένα δείγματα των τεσσάρων πετρωμάτων, παρατηρήθηκε γρανοφυρική και γραφική σύμφυση ανάμεσα στον χαλαζία και τους καλιούχους αστρίους. Οι περιοχές της Κερκίνης και της Αρναίας έχουν υποστεί υδροθερμική αλλοίωση. Οι πλουτωνικοί όγκοι της Δεσκάτης και της Άρδασσας έχουν υποστεί χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση και η παρουσία πλήθους απλιτικών και πηγματιτικών φλεβών στην πρώτη είναι αξιοσημείωτη.

#### 4. ΗΛΙΚΙΑ

Στη Σερβομακεδονική μάζα υπάρχουν πολλές plutonικές εμφανίσεις, από διάφορες φάσεις μαγματισμού, που διακόπτουν τα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου. Οι τέσσερις μαγματικές φάσεις που διακρίθηκαν στην περιοχή, έχουν από προαλπική έως και τριτογενή ηλικία. Ωστόσο, η πρώτη γρανιτική φάση χρονολογείται στο άνω Παλαιοζωικό, η οποία υφίσταται με τη μορφή γνευσίων στις περιοχές: Κερδύλλια, Βερτίσκο, Ολυμπιάδα κ.α. (Μουντράκης, 2010). Οι plutonικοί όγκοι που μας ενδιαφέρουν, της Κερκίνης και της Αρναίας, έχουν χρονολογηθεί από αρκετούς ερευνητές (Christofides et al., 1999 & 2006).

Η Πελαγονική ζώνη, όπως και η Σερβομακεδονική μάζα, εμφανίζει σε όλο της το μήκος μαγματισμό, που διεισδύει στο μεταμορφικό της υπόβαθρο. Η ηλικία των περισσότερων plutonικών πετρωμάτων τοποθετείται στο Άνω Λιθανθρακοφόρο (Κορωνάιος κ.α., 2000). Αυτά, έχουν προκαλέσει φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, και στην μεγαλύτερη μάζα τους εμφανίζονται γνευσιωμένα διότι υπέστησαν την αλπική μεταμόρφωση (Μουντράκης, 2010). Οι εμφανίσεις που μας ενδιαφέρουν είναι αυτές της Δεσκάτης και της Άρδαςας.

##### 4.1. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΚΕΡΚΙΝΗΣ

Διάφορες μέθοδοι γεωχρονολόγησης χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό της ηλικίας του γρανιτικού συμπλέγματος της Κερκίνης. Οι Christofides et al. (1999) με τη μέθοδο K-Ar σε μαρμαρυγίες, τοποθέτησαν το γρανίτη στο Κάτω Κρητιδικό, χρησιμοποιώντας 3 δείγματα από την εμφάνιση των Μουριών. Οι βιοτίτες έδωσαν ηλικία  $130 \pm 3$  και  $131 \pm 3$  κι ο λευκός μαρμαρυγίας  $133 \pm 3$  εκατ. χρόνια, αντίστοιχα. Ωστόσο, νέα ραδιομετρικά δεδομένα (Christofides et al., 2006) από Rb-Sr σε μαρμαρυγίες και U-Pb SHRIMP σε ζirkόνια προσδιόρισαν την ηλικία του γρανίτη στα  $246 \pm 3$  και  $247 \pm 2.3$  εκατ. χρόνια. Οι ηλικίες των 130 εκατ. χρόνων εξηγούνται ως ανάδρομη μεταμόρφωση συνδεδεμένη με ρευστά, που δέχτηκε το γρανιτικό σύμπλεγμα της Κερκίνης (Christofides et al., 2006).

Οι προαναφερθείσες αναλύσεις υπέδειξαν πως ο λευκός μαρμαρυγίας έχει διατηρήσει, μερικώς, τον μαγματικό του χαρακτήρα, προδίδοντας έτσι τον χαμηλό βαθμό της μεταμόρφωσης που υπέστη το πέτρωμα. Αν ήταν υψηλότερος, το σύστημα Rb-Sr του λευκού μαρμαρυγία θα είχε μηδενιστεί. Επομένως, ως ηλικία κρυστάλλωσης του plutonίτη είναι τα 247 εκατ. χρόνια – Κάτω Τριαδικό (Christofides et al., 2006).

##### 4.2. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΑΡΝΑΙΑΣ

Ο γρανίτης της Αρναίας θεωρήθηκε από τους Kockel et al. (1977) ως γενικά μεσοζωικής ηλικίας διείσδυση. Αργότερα, οι Vital (1987, από Frei, 1992) τον χρονολόγησαν στα  $212 \pm 7$  εκατ. χρόνια με U-Pb σε ζirkόνια. Ωστόσο, αναλύσεις Ar-Ar σε βιοτίτη και Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα έδωσαν ηλικίες  $136 \pm 1$  και  $155 \pm 11$  εκατ. χρόνων (De Wet, 1989). Όπως και στην περίπτωση του συμπλέγματος της Κερκίνης, οι ηλικίες αυτές θεωρείτο πως αντιπροσωπεύουν φαινόμενα ανάδρομης μεταμόρφωσης, καθώς ο γρανίτης της Αρναίας έχει υποστεί παραμορφωτικές διεργασίες στο παρελθόν (Poli et al., 2009). Μεταγενέστερες γεωχρονολογήσεις σε ζirkόνια με Pb-Pb έδωσαν αποτελέσματα  $215 \pm 1.8$  και 232 εκατ. χρόνων (Kostopoulos et al., 2001, Himmerkus et al., 2009). Τέλος, οι Poli et al. (2009) εφαρμόζοντας τη μέθοδο U-Pb σε ζirkόνια, σε 16 δείγματα του γρανίτη, τον χρονολόγησαν στα 233-257 εκατ. χρόνια, με την

πλειονότητα των δειγμάτων να συγκεντρώνεται στα 243 εκατ. χρόνια. Από τα παραπάνω, συμπεραίνεται πως ο γρανίτης της Αρναίας έχει Τριαδική ηλικία κρυστάλλωσης.

#### 4.3. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΔΕΣΚΑΤΗΣ

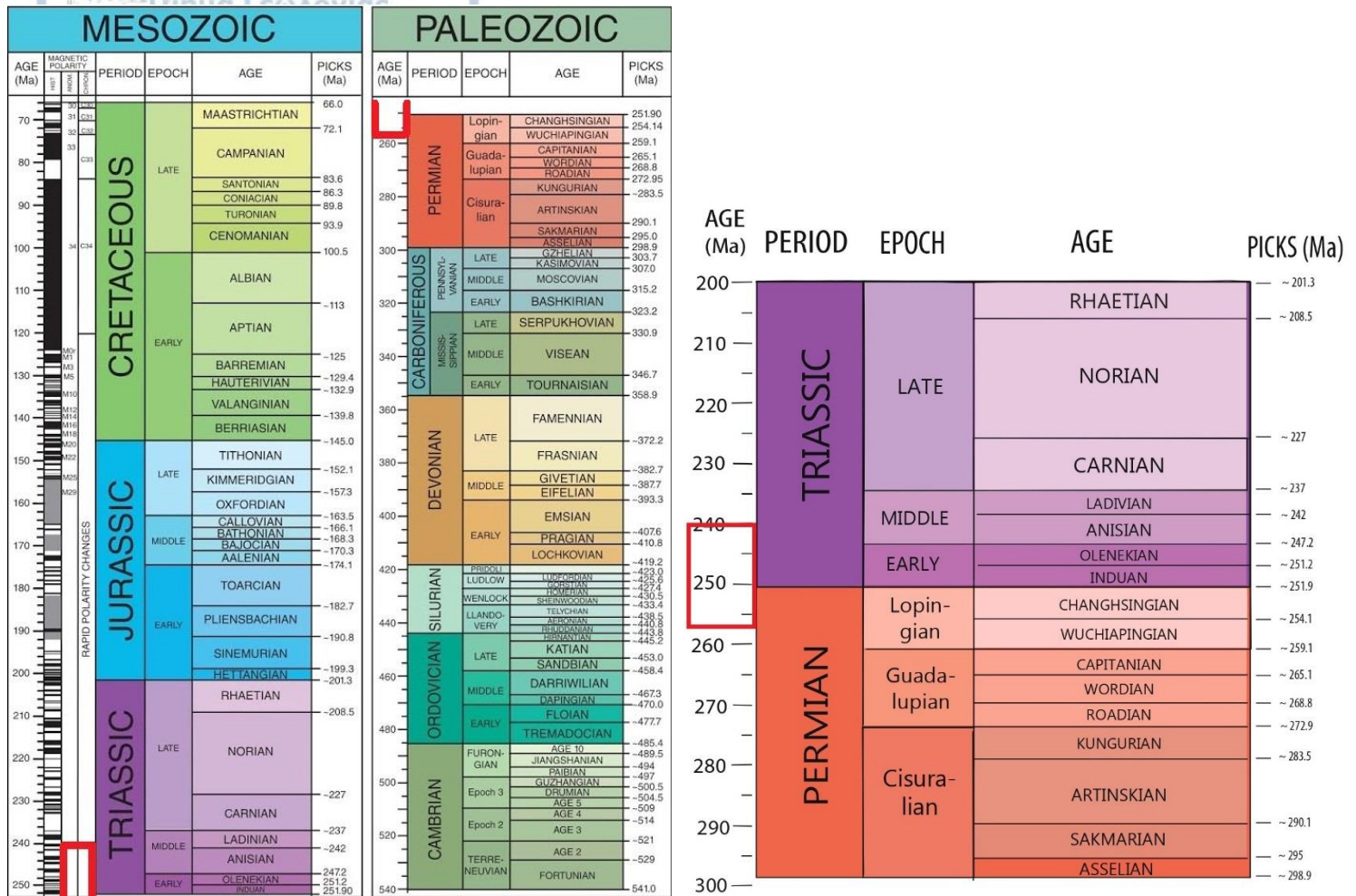
Ο γρανίτης της Δεσκάτης χρονολογήθηκε από τους Katerinopoulos et al. (1998) με Rb-Sr σε μοσχοβίτη-ολικό πέτρωμα. Η χρονολόγηση αυτή έδωσε ηλικία  $233 \pm 3$  εκατ. χρόνια. Οι Anders et al. (2006) με U-Pb σε ζirkόνια χρονολόγησαν την ηλικία του γνευσίου στον οποίο διεισδύει ο γρανίτης στα  $699 \pm 7$  εκατ. χρόνια. Όμως, ο Alagna (2006) με U-Pb σε ζirkόνια προσδιόρισε ως ηλικία του γρανίτη τα  $704 \pm 4.1$  εκατ. χρόνια (ανω προτεροζωϊκό). Η σύμπτωση της ηλικίας του γνευσίου στον οποίο διεισδύει ο γρανίτης με την ηλικία του γρανίτη, υπονοεί ότι πιθανότατα η ηλικία του τελευταίου προκύπτει από ζirkόνιο που κληρονομήθηκε από το περιβάλλον πέτρωμα (γνέυσιος), κατά τη διείσδυση του. Λαμβάνοντας υπόψη ότι η θερμοκρασία κλεισίματος του συστήματος Rb-Sr στο μοσχοβίτη είναι  $550^\circ \text{C}$  (Rollinson, 1993), είναι λογικό να θεωρήσουμε πως η ηλικία κρυστάλλωσης του γρανίτη είναι λίγο μεγαλύτερη από 233 εκατ. χρόνια. Ο Κορωνάιος κ.α. (2015) θεωρούν ότι η ηλικία του πλουτωνίτη είναι πιθανότατα ανωπαλαιοζωϊκή, και συνδέεται με μαγματισμό από την ηπειρωτική διάρρηξη στην περιοχή όπου δημιουργήθηκε αργότερα ο ωκεανός του Αξιού. Ωστόσο, νεώτερες απόψεις των Zlatkin et al. (2014) τοποθετούν το γρανίτη της Δεσκάτης και πάλι σε ανωπροτεροζωϊκό μαγματισμό, με U-Pb σε ζirkόνια. Οι ηλικίες που προέκυψαν είναι  $708 \pm 4$  και 725 εκατ. χρόνια.

#### 4.4. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΑΡΔΑΣΣΑΣ

Δεν υπάρχουν πολλά γεωχρονολογικά δεδομένα για τον γρανίτη της Άρδασσας. Η ηλικία κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη τοποθετήθηκε γενικά στο Λιθανθρακοφόρο – Πέρμιο (Koroneos et al., 2004) σε αντιστοιχία με τα υπόλοιπα πλουτωνικά πετρώματα της Πελαγονικής. Ο μαγματισμός αυτός, που διεισδύει στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Πελαγονικής έχει ηλικία μεταξύ 320 και 280 εκατ. χρόνων (Reischmann et al., 2001, Anders, 2005). Ο Alagna (2006) εφαρμόζοντας τη μέθοδο χρονολόγησης Pb-Pb σε ζirkόνια, κατέληξε σε δύο πιθανές ηλικίες κρυστάλλωσης του γρανίτη:  $704 \pm 14$  και  $256,9 \pm 4.3$  εκατ. χρόνια. Ωστόσο, ως ηλικία κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη της Άρδασσας λαμβάνεται η δεύτερη, καθώς πιθανότερο είναι το ζirkόνιο που έδωσε την ηλικία των  $704 \pm 14$  εκατ. χρόνων να είναι κληρονομημένο από την πηγή του γρανίτη, κατά την αφομοίωση των πετρωμάτων του υποβάθρου, στα οποία διείσδυσε ο γρανίτης (Alagna, 2006).

#### 4.5. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΗΛΙΚΙΩΝ ΓΡΑΝΙΤΩΝ

Καταληκτικά, οι γρανίτες των περιοχών Κερκίνης, Αρναίας, Δεσκάτης και Άρδασσας έχουν ως πιθανότερες ηλικίες κρυστάλλωσης τα 247, 243, 708 και 257 εκατ. χρόνια, αντίστοιχα. Αξίζει επίσης να σημειωθεί η παρουσία ηλικιών 700 εκ. χρόνια (περίπου) τόσο στα περιβάλλοντα πετρώματα της Δεσκάτης και σε ζirkόνια της Δεσκάτης, όσο και σε ζirkόνια της Άρδασσας. Επομένως, παρά τις πιθανές διαφορές που εμφανίζουν, οι γρανίτες χαρακτηρίζονται ως Περμοτριάδικοί (Σχ. 4.1), εκτός από της Δεσκάτης που πιθανολογείται ως Προτεροζωϊκός. Ωστόσο επειδή είναι πιθανή η περμοτριάδικη ηλικία παίρνει μέρος στη σύγκριση.



Σχήμα 4.1: Χρονολογικό διάγραμμα γεωλογικής κλίμακας (από The Geological Society of America, 2018). Σημειώνεται το εκτιμώμενο χρονικό διάστημα γένεσης των γρανιτικών εμφανίσεων.

## 5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Μελετήθηκαν συνολικά 63 δείγματα στην παρούσα εργασία: 18 από την Κερκίνη, 18 από την Αρναία, 15 από τη Δεσκάτη και 12 από την Άρδασσα. Τα δεδομένα πάρθηκαν από Christofides et al. (1999 & 2007), Poli et al. (2009) και Κορωνάιος κ.α. (2015). Οι αναλύσεις των κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων έγιναν με τις μεθόδους LA-ICP-MS και XRF.

Αξίζει να σημειωθεί πως οι τέσσερις γρανίτες που μελετώνται στην παρούσα εργασία έχουν χαρακτηριστεί στο παρελθόν ως Α-τύπου γρανίτες (Christofides et al., 1999 & 2007, Poli, 2009, Κορωνάιος κ.α., 2015, Πεταρούδα, 2015). Οι χημικές αναλύσεις των ερευνητών εμφάνισαν ενδείξεις που πληρούν πολλά – αν όχι όλα – τα κριτήρια που ορίζουν οι Α-τύπου γρανίτες. Ο χαρακτήρας αυτών θα περιγραφεί αναλυτικότερα σε επόμενο κεφάλαιο.

### 5.1. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΟΞΕΙΔΙΩΝ ΚΥΡΙΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟ $\text{SiO}_2$

Στα διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων των κύριων στοιχείων που ακολουθούν, χρησιμοποιήθηκε ως δείκτης διαφοροποίησης το  $\text{SiO}_2$ . Στα δείγματα και των τεσσάρων περιοχών, το  $\text{SiO}_2$  κυμαίνεται από 69,3% έως 79,2%. Η συμπεριφορά των οξειδίων σε σχέση με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$  αναφέρεται παρακάτω:

#### - $\text{Al}_2\text{O}_3$

Το ποσοστό  $\text{Al}_2\text{O}_3$  των δειγμάτων μειώνεται με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$  από 15,44% έως 11,98% σε όλες τις περιοχές. Τα δείγματα της Καστανούσας εμφανίζουν τα υψηλότερα ποσοστά σε αργίλιο (16,54% και 15,44%).

#### - $\text{TiO}_2$

Το ποσοστό  $\text{TiO}_2$  παρουσιάζει έντονη μείωση με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$ , από 0,47% μέχρι 0,01%. Τα δείγματα της Καστανούσας και δύο της Αρναίας (ARN21, ARN21) εμφανίζουν τις υψηλότερες περιεκτικότητες σε τιτάνιο (0,41-0,47%) ενώ των υπολοίπων περιοχών εμφανίζουν ενδιάμεσες προς χαμηλές περιεκτικότητες.

#### - $\text{FeO}_{\text{tot}}$

Το ποσοστό του  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  μειώνεται με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$  από 3,09% έως 0,41% σε όλες τις περιοχές.

#### - $\text{MgO}$

Η περιεκτικότητα σε  $\text{MgO}$  παρουσιάζει μικρή μείωση με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$ , από 0,43% έως 0,01%, σε όλες τις περιοχές. Μόνο ένα δείγμα της Καστανούσας (ομάδα χαμηλού καλίου) εμφανίζει υψηλό ποσοστό μαγνησίου (1,35%).

#### - $\text{MnO}$

Τα ποσοστά του  $\text{MnO}$  κυμαίνονται από 0,01% έως και 0,09%, χωρίς να παρουσιάζουν κάποια τάση με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$ .

#### - **CaO**

Η περιεκτικότητα των δειγμάτων σε CaO μειώνεται με την αύξηση του SiO<sub>2</sub>. Τα δείγματα παρουσιάζουν χαμηλές συγκεντρώσεις, από 0,04% έως 1,06% σε CaO, εκτός πέντε δειγμάτων, των περιοχών Κερκίνης, Καστανούσας και Αρναίας, που κυμαίνονται από 1,41% έως και 1,85%.

#### - **Na<sub>2</sub>O**

Το ποσοστό του Na<sub>2</sub>O δεν παρουσιάζει κάποια τάση με την αύξηση του SiO<sub>2</sub> και κυμαίνεται από 4,26% έως 2,56%, με εξαίρεση δύο δείγματα της Άρδασσας (KR-1, KR-4) με ποσοστά Na<sub>2</sub>O 6,63% και 6,68%, τα δύο δείγματα της Καστανούσας που διαφοροποιούνται με υψηλές περιεκτικότητες σε νάτριο 6,01% και 7,18%. Τρία δείγματα της Αρναίας (ARN12/13/14) παρουσιάζουν υψηλά ποσοστά σε Na<sub>2</sub>O (5,55-5,99%) και ένα με αρκετά χαμηλότερη περιεκτικότητα (ARN5: 0,98%).

#### - **K<sub>2</sub>O**

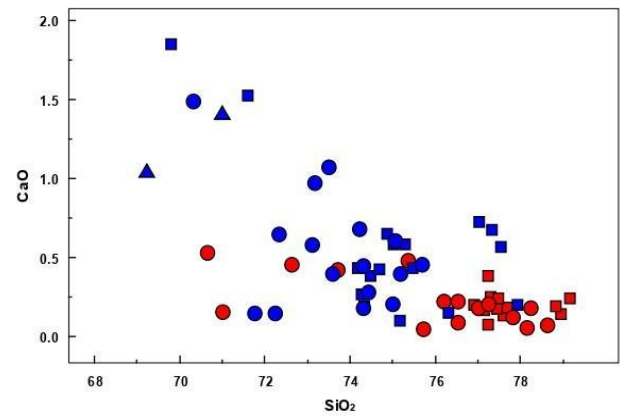
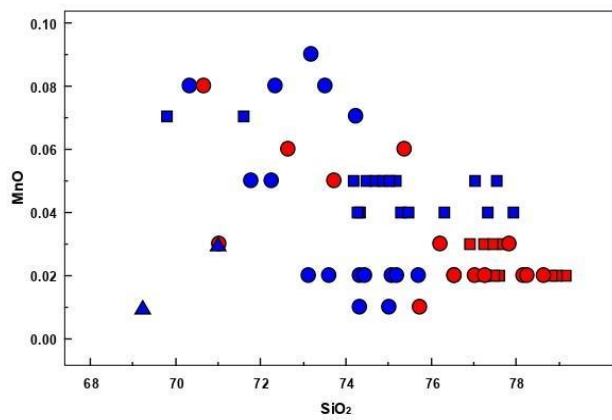
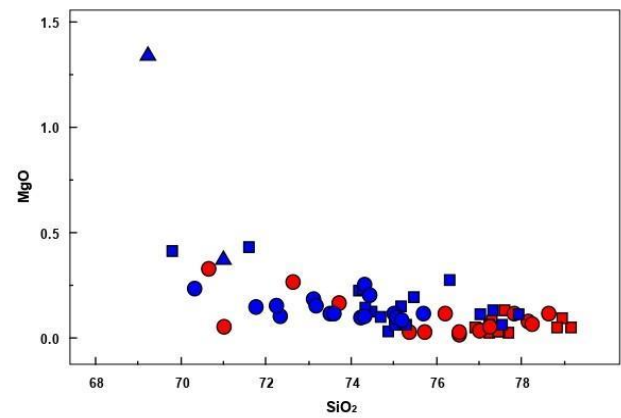
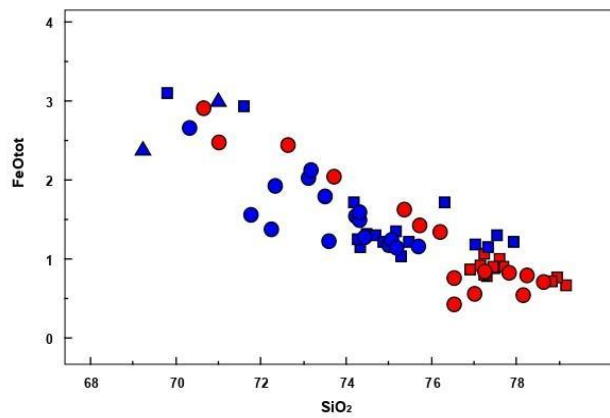
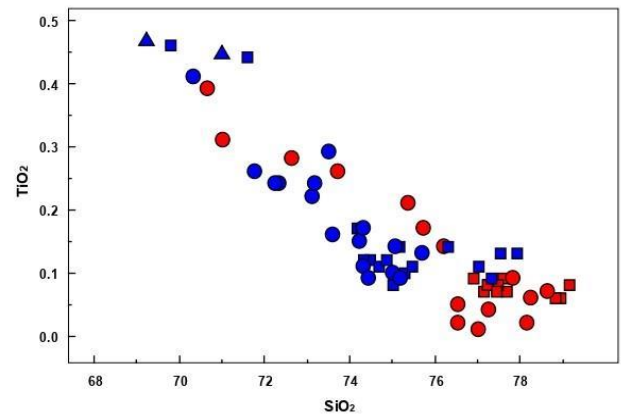
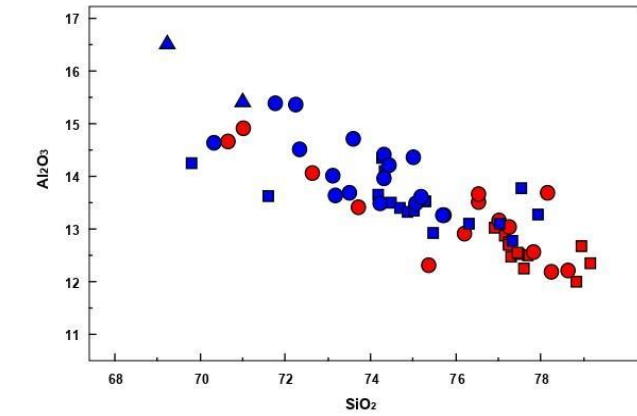
Η περιεκτικότητα του K<sub>2</sub>O κυμαίνεται από 0,25% έως 7,3%. Η πλειοψηφία των δειγμάτων συγκεντρώνεται σε ποσοστά καλίου από 3,23% έως 7,3% εκτός από 2 δείγματα της Άρδασσας (KR-1, KR-4) με ποσοστά 0,25% και 0,35% σε K<sub>2</sub>O, τα δύο δείγματα της Καστανούσας με χαμηλή περιεκτικότητα τόσο σε K<sub>2</sub>O όσο και σε SiO<sub>2</sub> (0,98-1,08% και 69,25-71% αντίστοιχα) και τρία δείγματα της Αρναίας (ARN12/13/14) με ποσοστό σε K<sub>2</sub>O 0,84-1,18%.

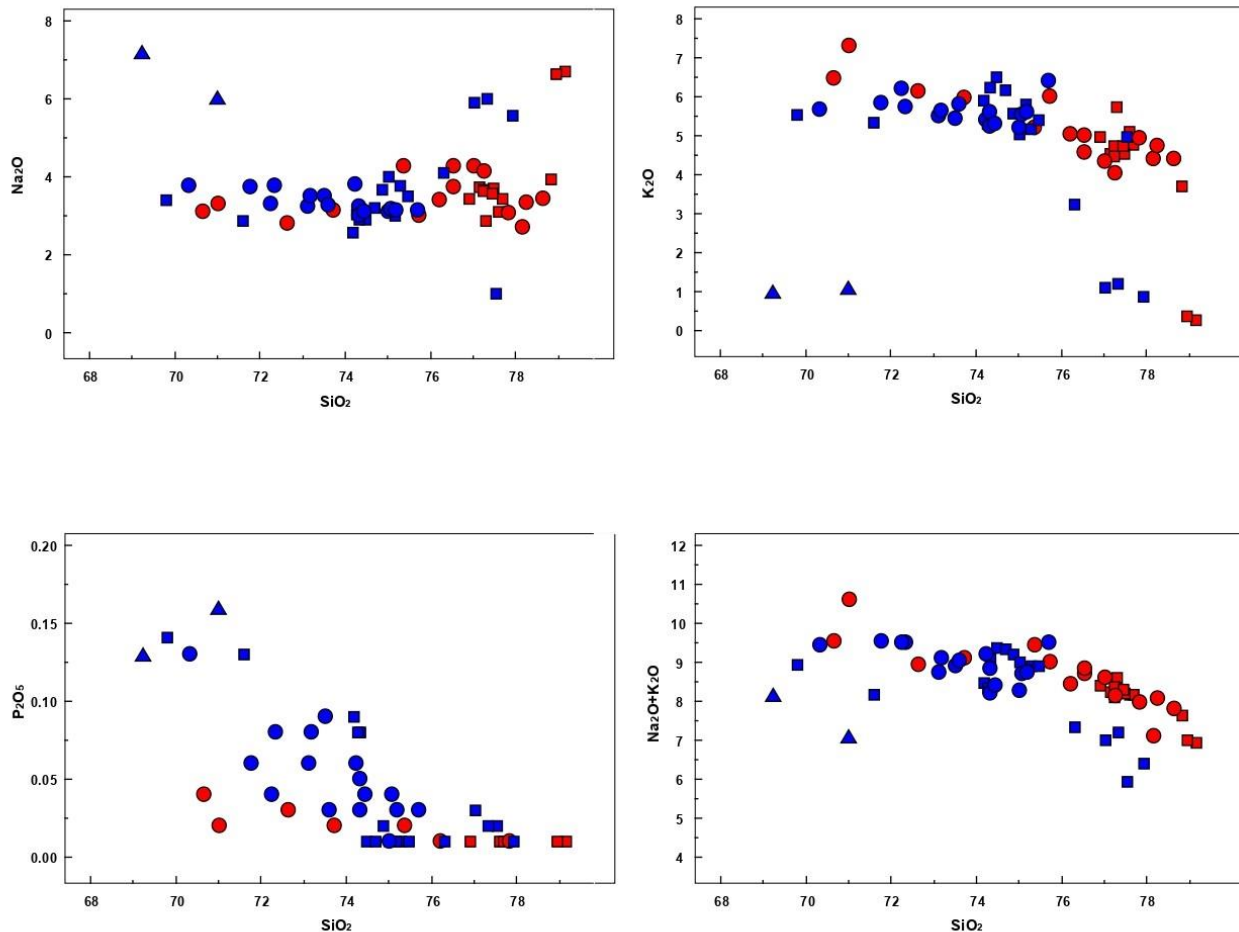
#### - **P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>**

Οι περιεκτικότητες των δειγμάτων σε P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> μειώνονται με την αύξηση του SiO<sub>2</sub>, από 0,16% μέχρι 0,01%. Τα δείγματα της Άρδασσας και της Δεσκάτης εμφανίζουν τα χαμηλότερα ποσοστά ενώ της Καστανούσας τα υψηλότερα μαζί με 2 δείγματα της Αρναίας (ARN21, ARN20: 0,14% - 0,13%).

### Σύγκριση

Οι μεταβολές των οξειδίων των κύριων στοιχείων από τα δείγματα των γρανιτών στις τέσσερις περιοχές παρουσιάζουν κοινές τάσεις. Διαφοροποιούνται περισσότερο τα δύο δείγματα της Καστανούσας, εμφανίζοντας υψηλότερες περιεκτικότητες σε Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O και P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> και χαμηλότερες σε MnO, K<sub>2</sub>O. Επίσης, δύο δείγματα της Άρδασσας (KR-1, KR-4) μπορούν να χαρακτηριστούν ομάδα χαμηλού καλίου καθώς διαθέτουν μικρότερα ποσοστά K<sub>2</sub>O από τα υπόλοιπα δείγματα της Άρδασσας και είναι εμπλουτισμένα σε Na<sub>2</sub>O. Τέλος, διαφορές προκύπτουν σε τρία δείγματα από το γρανίτη της Αρναίας (ARN12, ARN13, ARN14) που παρουσιάζουν υψηλές περιεκτικότητες σε Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O και P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> και χαμηλότερες σε MnO, K<sub>2</sub>O και στα ARN20, ARN21 τα οποία εμφανίζουν χαμηλότερα ποσοστά TiO<sub>2</sub> και υψηλότερα ποσοστά P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

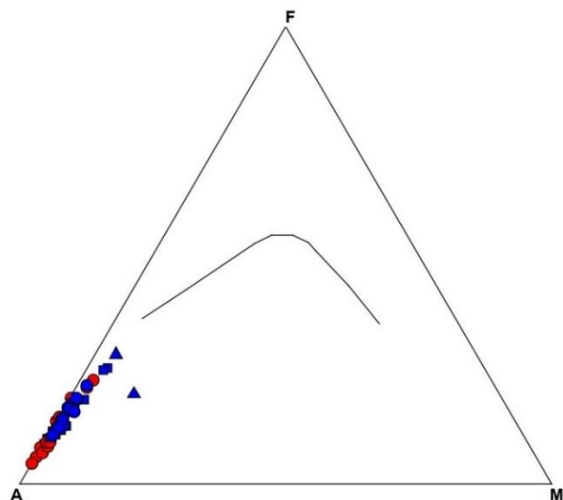




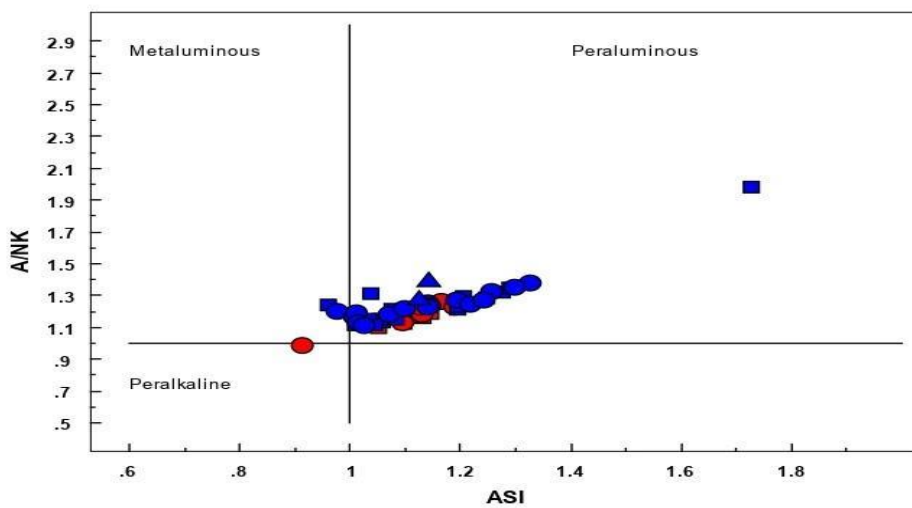
Σχήμα 5.1: Προβολή των κύριων στοιχείων με τη μορφή οξειδίων με βάση την περιεκτικότητα σε  $\text{SiO}_2$ , από τα δείγματα των γρανιτικών εμφανίσεων των περιοχών Κερκίνης και Καστανούσας, Αρναίας, Δεσκάτης και Άρδασσας. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 2.1.

## 5.2. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΧΗΜΙΚΗΣ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗΣ

Στο διάγραμμα AFM των Irvine and Baragar (1971) (Σχήμα 5.2), όλα τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των πλούσιων σε αλκάλια πετρωμάτων, εκτός από το δείγμα MP12 της Καστανούσας που δεν ακολουθεί την τάση των υπόλοιπων δειγμάτων. Επιπρόσθετα, στο διάγραμμα χημικής ταξινόμησης των Maniar and Piccoli (1989) (Σχήμα 5.3), υποδεικνύεται πως τα δείγματα των περιοχών κατατάσσουν τους γρανίτες στην κατηγορία των υπεραργιλικών πετρωμάτων, εκτός από 3 δείγματα (2 της Αρναίας και 1 της Δεσκάτης) που προβάλλονται στα πεδία των υπεραλκαλικών και μεταργιλικών πετρωμάτων.



Σχήμα 5.2: Τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης AFM [A:  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , F:  $\text{FeO}$ , M:  $\text{MgO}$ ] κατά Irvine and Baragar (1971). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.



Σχήμα 5.3: Διάγραμμα χημικής ταξινόμησης των Maniar and Piccoli (1989). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.

### 5.3. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟ ΠΟΣΟΣΤΟ ΤΟΥ $\text{SiO}_2$

Όπως και στο προηγούμενο υποκεφάλαιο, στα διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων ως δείκτης διαφοροποίησης χρησιμοποιήθηκε το  $\text{SiO}_2$ .

#### - **Rb**

Η συγκέντρωση του Rb δε μεταβάλλεται με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$  και κυμαίνεται από 497,3 ppm έως 20,8 ppm, εκτός από ένα δείγμα της Δεσκάτης που φτάνει τα 805,4 ppm.

#### - **Sr**

Το Sr μειώνεται με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$  από 69,5 ppm έως 0,86 ppm, με ένα δείγμα της Καστανούσας να παρουσιάζει τη μεγαλύτερη τιμή (142 ppm).

#### - **Ba**

Η συγκέντρωση του Ba κυμαίνεται από 455 ppm έως 0,9 ppm και στα δείγματα υπάρχει μια τάση μείωσης με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$ .

#### - **Pb**

Η συγκέντρωση του Pb μεταβάλλεται από 34,5 ppm έως 2,7 ppm, χωρίς να εμφανίζει μεταβολή με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$ . Τα δείγματα της Κερκίνης δεν προβάλλονται στο διάγραμμα.

#### - **Cs**

Οι περιεκτικότητες σε Cs κυμαίνονται από 6,59 ppm έως και 0,24 ppm, χωρίς κάποια εμφανή τάση με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$ .

#### - **Co**

Η περιεκτικότητα των δειγμάτων σε Co κυμαίνεται από 2,57 ppm έως 0,32 ppm. Τα δείγματα ARN21 και ARN20 από τον γρανίτη της Αρναίας εμφανίζουν τα υψηλότερα ποσοστά (3,29 και 3,34 ppm). Τα δείγματα της Κερκίνης και της Δεσκάτης δεν έχουν αναλυθεί για Co.

#### - **Nb**

Οι περιεκτικότητες σε Nb παρουσιάζουν αύξηση με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$ , με τιμές από 9,5ppm έως 113ppm. Τις υψηλότερες συγκεντρώσεις εμφανίζουν τα δείγματα της Δεσκάτης.

#### - **Ta**

Η συγκέντρωση του Ta μεταβάλλεται από 11,8 ppm έως 0,47 ppm, με τα δείγματα που είναι υψηλά σε  $\text{SiO}_2$  να εμφανίζουν και τις μεγαλύτερες τιμές και να ανήκουν στην περιοχή της Δεσκάτης.

**U**

Οι περιεκτικότητες σε U παρουσιάζουν διασπορά στο διάγραμμα και όχι κάποια συγκεκριμένη τάση με την αύξηση του SiO<sub>2</sub>. Οι περιεκτικότητες των δειγμάτων κυμαίνονται από 0,57 ppm έως 10 ppm με τις χαμηλότερες τιμές εμφανίζουν τα δείγματα της Δεσκάτης. Τα δείγματα της Κερκίνης εμφανίζουν τις υψηλότερες συγκεντρώσεις με ένα δείγμα να φτάνει τα 17 ppm.

**Zr**

Οι περιεκτικότητες σε Zr φαίνεται να μειώνονται με την παράλληλη αύξηση του SiO<sub>2</sub>, από 675ppm μέχρι 6,27ppm.

**Th**

Οι περιεκτικότητες σε Th παρουσιάζουν διασπορά με την παράλληλη αύξηση του SiO<sub>2</sub>, από 1,62 ppm έως 42ppm.

**La**

Οι περιεκτικότητες σε La κυμαίνονται από 76,9 ppm έως 0,57 ppm χωρίς, να εμφανίζουν κάποια τάση με την αύξηση του SiO<sub>2</sub>.

**Cr**

Η συγκέντρωση του Cr μεταβάλλεται από 41,5ppm έως 3ppm χωρίς να εμφανίζει κάποια τάση με την αύξηση του SiO<sub>2</sub>. Τις υψηλότερες περιεκτικότητες παρουσιάζουν τα δείγματα της Αρναίας. Τα δείγματα της Κερκίνης και της Δεσκάτης δεν έχουν αναλυθεί για Cr.

**V**

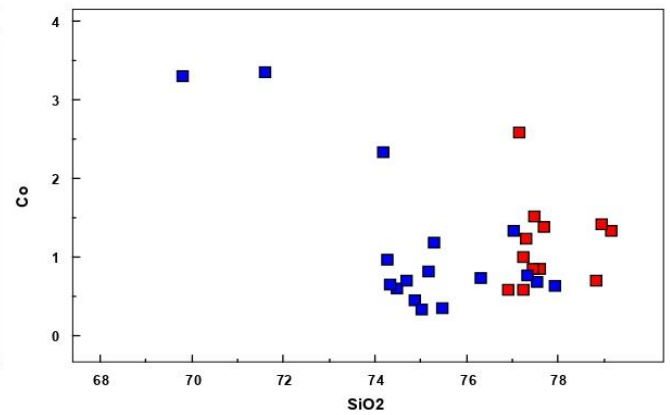
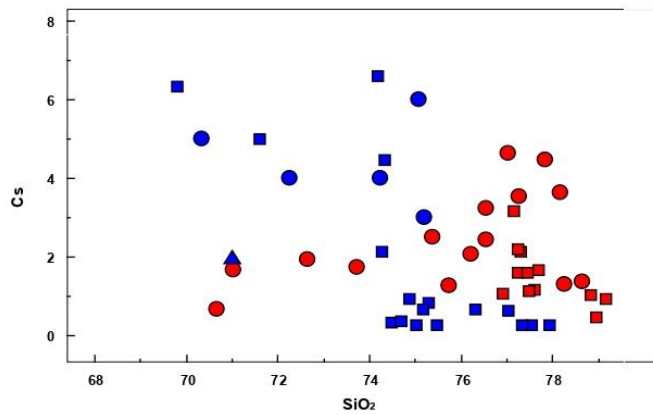
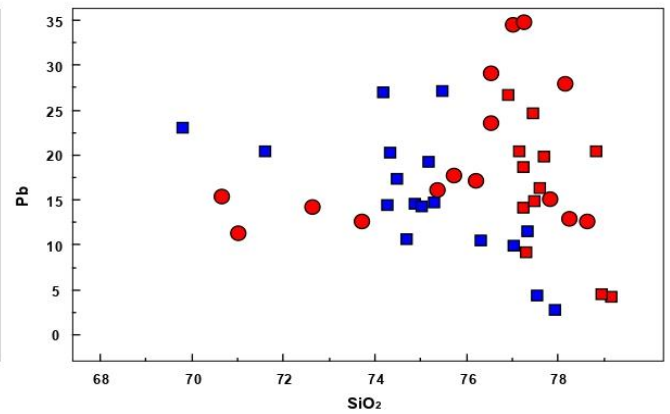
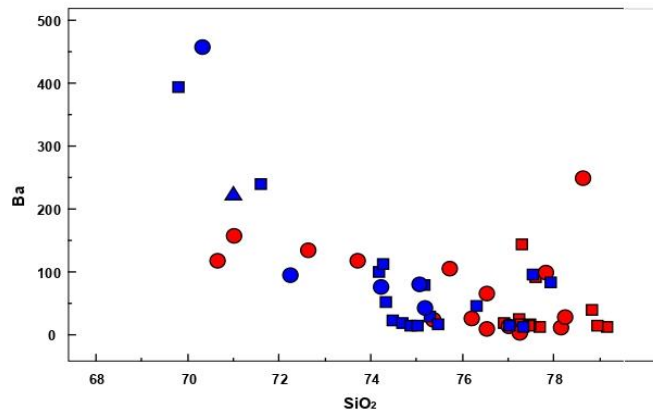
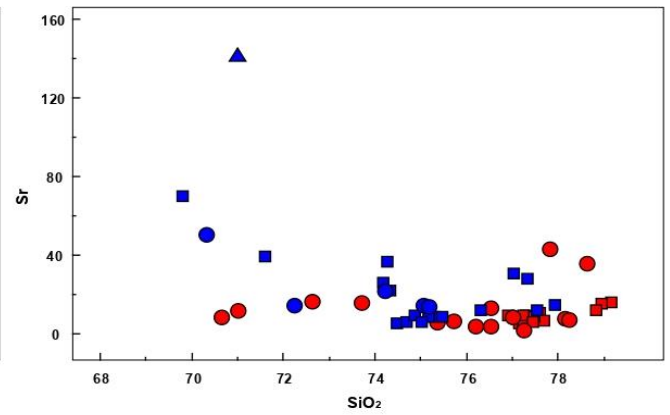
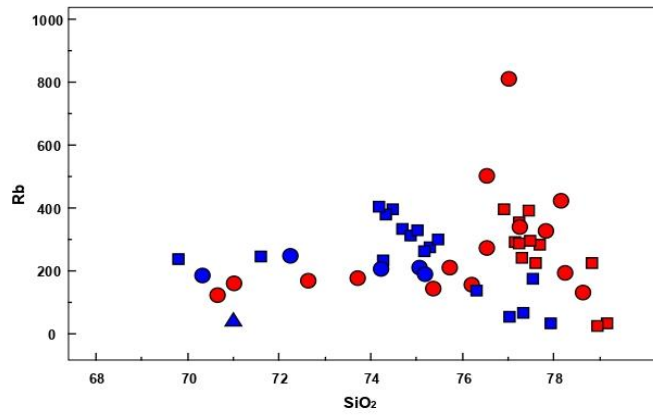
Οι περιεκτικότητες σε V μειώνονται με την παράλληλη αύξηση του SiO<sub>2</sub>, από 12,25 ppm μέχρι και 1,2 ppm. Τις υψηλότερες τιμές εμφανίζουν 2 δείγματα της Αρναίας (ARN20, ARN21) με συγκεντρώσεις 24,7 ppm και 27,4 ppm. Τα δείγματα της Κερκίνης δεν έχουν αναλυθεί για V.

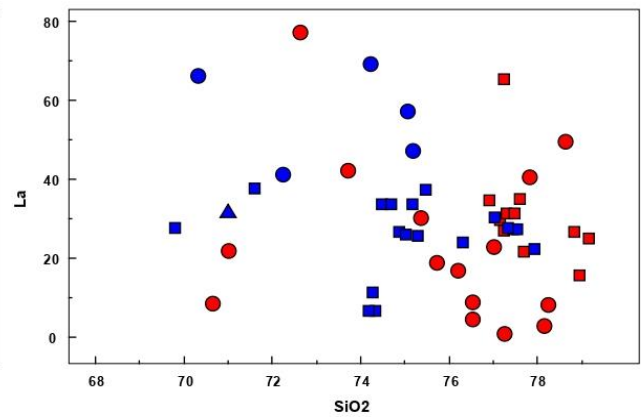
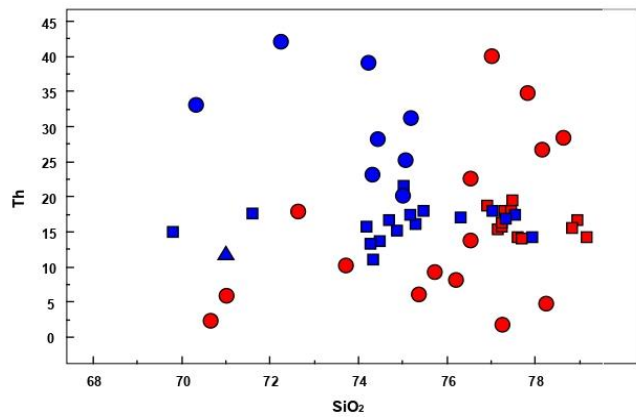
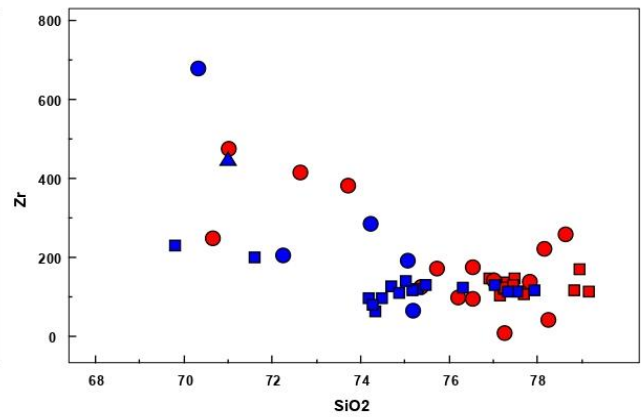
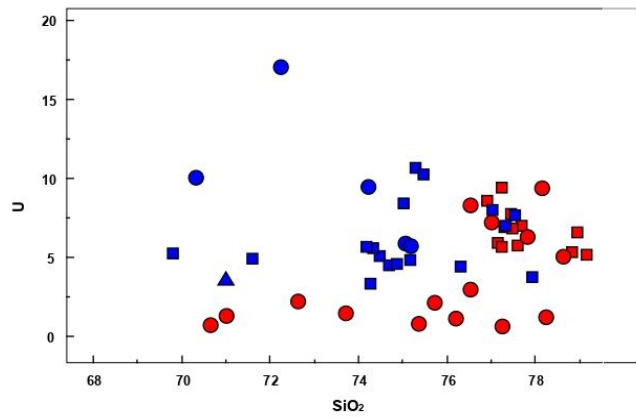
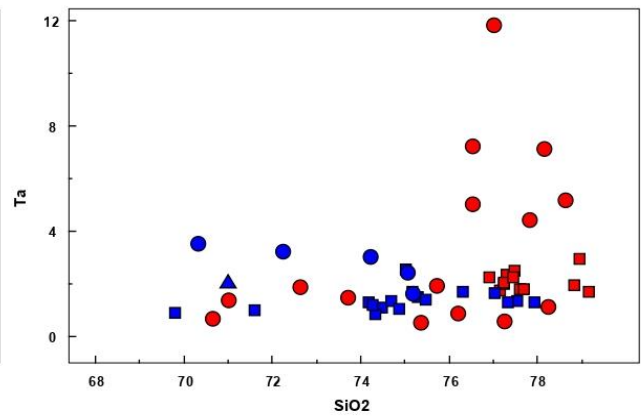
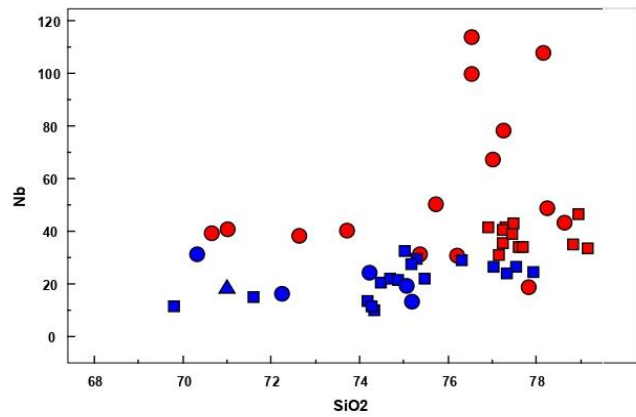
**Ga**

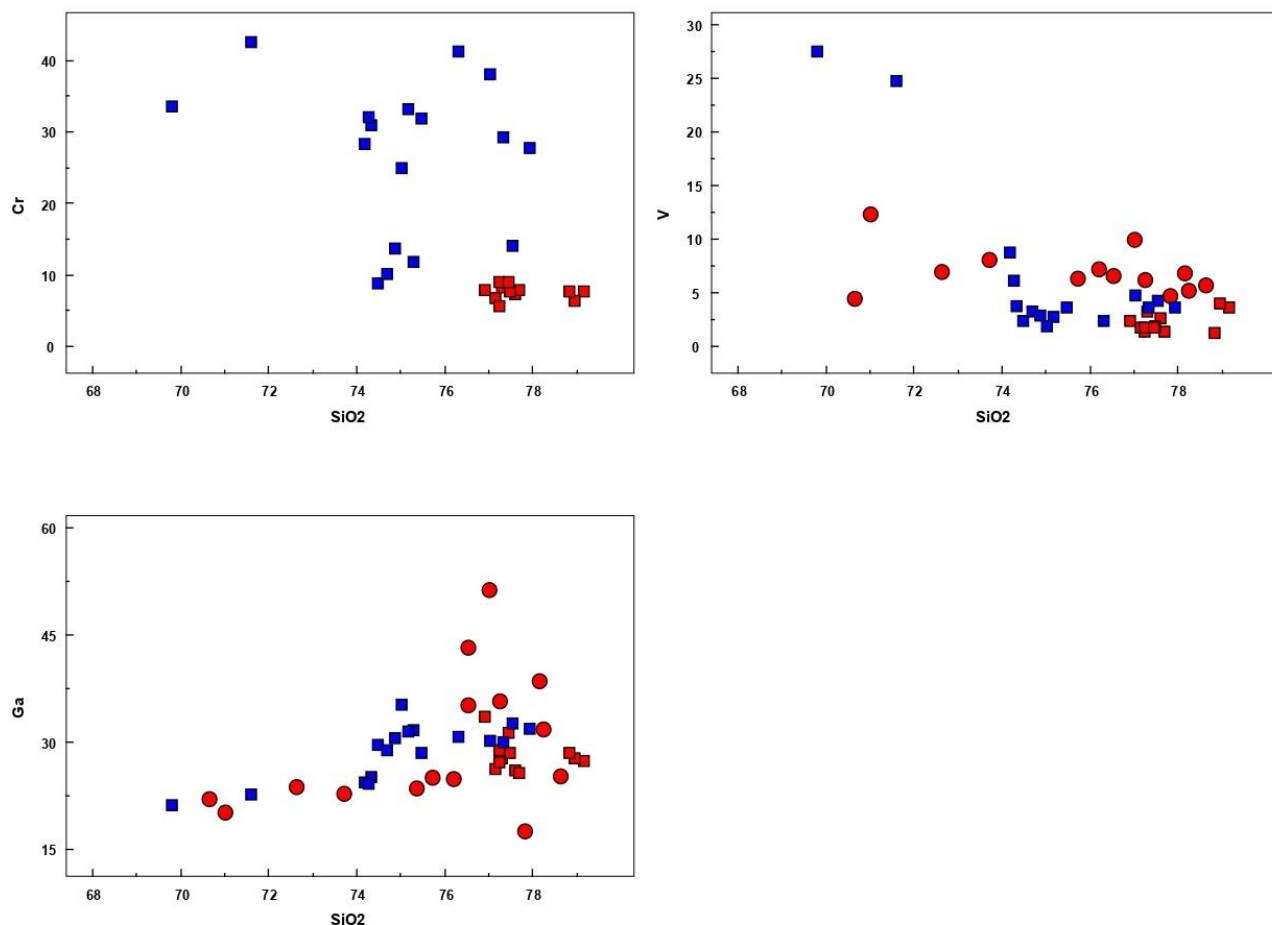
Η συγκέντρωση του Ga στα δείγματα των τριών περιοχών αυξάνεται με την αύξηση του SiO<sub>2</sub>, εμφανίζοντας περιεκτικότητες από 17,2 ppm έως 51,2 ppm. Τα δείγματα της Δεσκάτης παρουσιάζουν τις υψηλότερες περιεκτικότητες και τα δείγματα της Κερκίνης δεν έχουν αναλυθεί για Ga.

**Σύγκριση**

Τα δείγματα από τις γρανιτικές εμφανίσεις των περιοχών μελέτης παρουσιάζουν παρόμοιες τάσεις στις μεταβολές των ιχνοστοιχείων σε σχέση με το SiO<sub>2</sub>. Όπως και στα οξείδια των κύριων στοιχείων, διαφοροποιούνται τα δείγματα ARN20 και ARN21 από τον γρανίτη της Αρναίας, καθώς εκτός από χαμηλές περιεκτικότητες σε TiO<sub>2</sub> και υψηλές σε P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, εμφανίζουν και υψηλότερα ποσοστά σε V, Cr, Co, σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα των γρανιτών. Επίσης, τα δείγματα της Δεσκάτης εμφανίζονται εμπλουτισμένα σε Nb, Ta, Ga και διαθέτουν χαμηλότερες περιεκτικότητες σε U. Τέλος, τα δείγματα της Καστανούσας παρουσιάζουν αυξημένες συγκεντρώσεις σε Rb και Sr.







Σχήμα 5.4: Προβολή των ιχνοστοιχείων με βάση την περιεκτικότητα σε  $\text{SiO}_2$ , από τα δείγματα των γρανιτικών εμφανίσεων των περιοχών Κερκίνης και Καστανούσας, Αρναίας, Δεσκάτης και Άρδασσας. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 2.1.

#### 5.4. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΣΠΑΝΙΩΝ ΓΑΙΩΝ - REE

Στο σχήμα 5.5 παρουσιάζονται τα κανονικοποιημένα διαγράμματα κατανομής των REE κατά Sun and McDonough (1989) για τα δείγματα των γρανιτών της Κερκίνης, της Αρναίας, της Δεσκάτης και της Άρδασσας.

Στο διάγραμμα (α) προβάλλονται τα δείγματα του γρανιτικού συμπλέγματος της Κερκίνης και παρατηρείται εμπλουτισμός στις LREE σε σχέση με τις HREE. Η ανωμαλία Eu είναι αρνητική σε όλα τα δείγματα. Σε τέσσερα από αυτά κυμαίνεται μεταξύ 0,06-0,15 ενώ σε 2 δείγματα είναι λιγότερο αρνητική με 0,31 και 0,65.

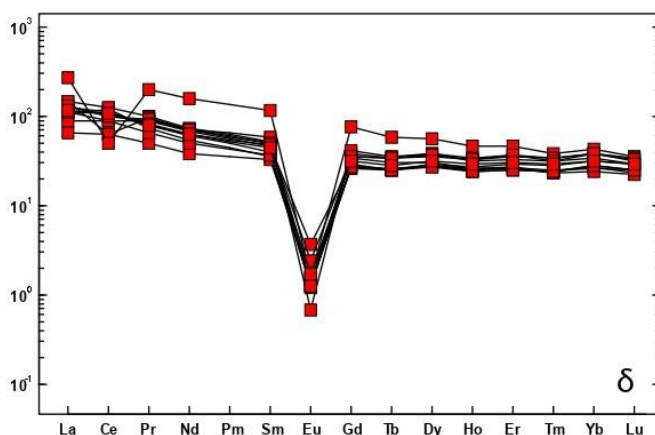
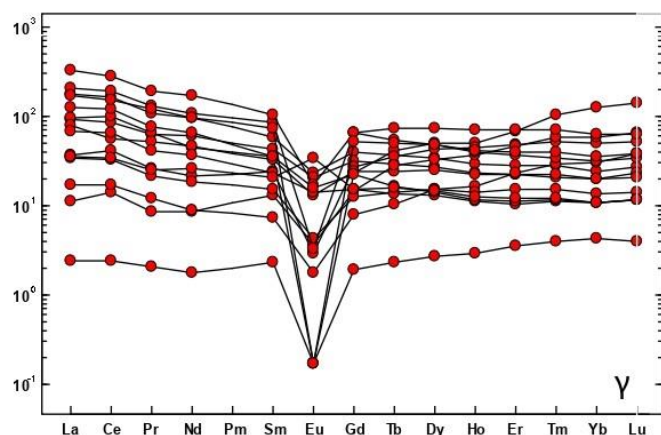
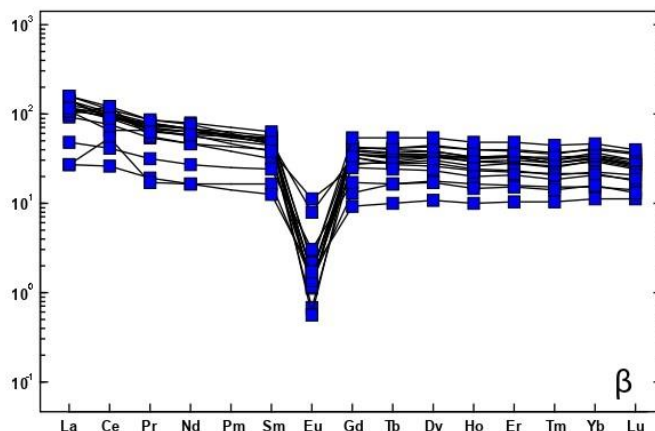
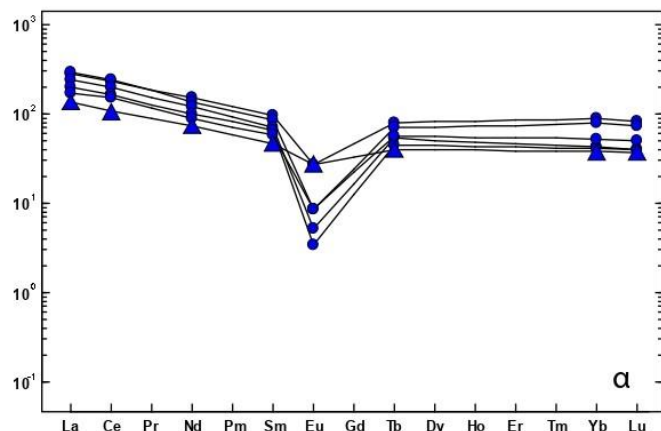
Στο διάγραμμα (β) που απεικονίζονται τα δείγματα του γρανίτη της Αρναίας, οι ελαφρές σπάνιες γαίες είναι ελαφρώς πιο εμπλουτισμένες από τις βαριές σπάνιες γαίες. Η ανωμαλία Eu είναι αρνητική και κυμαίνεται, κυρίως, από 0,01 έως 0,16. Δύο δείγματα παρουσιάζουν μικρότερη αρνητική ανωμαλία με τιμές 0,20-0,36. Επιπρόσθετα, στο δείγμα ARN24, το Ce εμφανίζει θετική ανωμαλία.

Το διάγραμμα (γ) περιλαμβάνει τα δείγματα από το γρανίτη της Δεσκάτης. Παρατηρείται εμπλουτισμός στις ελαφρές σπάνιες γαίες εκτός από το δείγμα DESK14 που είναι περισσότερο εμπλουτισμένο σε βαριές σπάνιες γαίες. Το δείγμα DESK6 έχει χαμηλές συγκεντρώσεις σε όλες τις σπάνιες γαίες. Η ανωμαλία Eu είναι αρνητική σε όλα τα δείγματα και ποικίλλει από 0,03 έως 0,73. Μόνο το δείγμα DESK9 παρουσιάζει θετική ανωμαλία Eu, με τιμή 1,88. Επίσης, μερικά δείγματα εμφανίζουν θετική ανωμαλία Ce.

Τέλος, στο διάγραμμα (δ) προβάλλονται τα δείγματα της Άρδασσας. Υπάρχει και σε αυτό το διάγραμμα εμπλουτισμός σε ελαφρές σπάνιες γαίες σε σχέση με τις βαριές σπάνιες γαίες. Η ανωμαλία Eu είναι έντονα αρνητική, κυμαίνεται από 0,004 έως 0,014. Το δείγμα KR2 παρουσιάζει αρνητική ανωμαλία Ce.

#### Σύγκριση

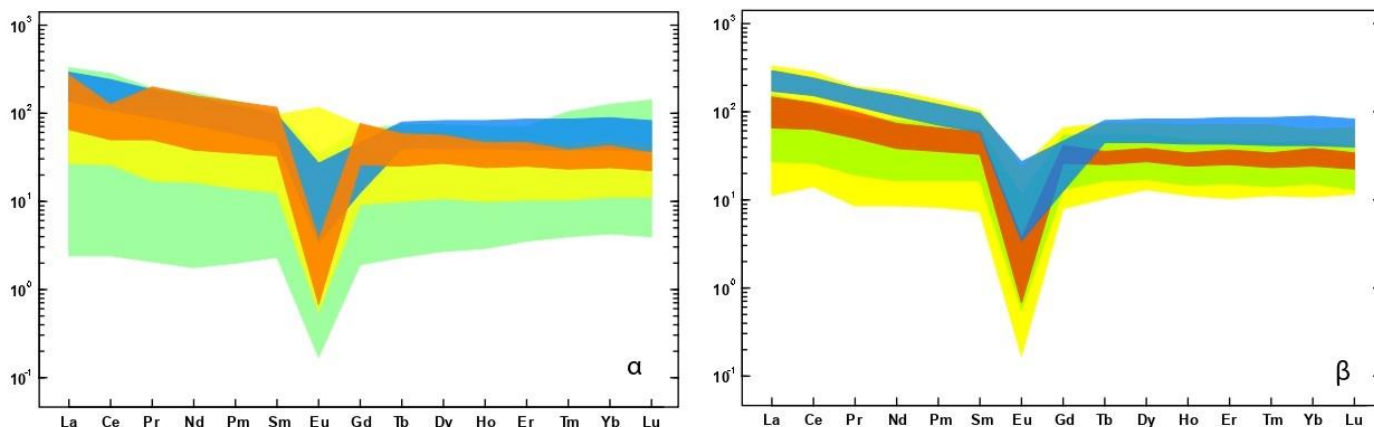
Σε όλες τις περιοχές, οι ελαφρές σπάνιες γαίες είναι πιο εμπλουτισμένες από τις βαριές σπάνιες γαίες, εκτός από ένα δείγμα της Δεσκάτης (DESK14) που εμφανίζει αντίθετη τάση. Η πλειονότητα των δειγμάτων παρουσιάζει αρνητική ανωμαλία Eu, με εύρος 0,03-0,73. Θετική ανωμαλία εμφανίζει μόνο το δείγμα DESK9 από το γρανίτη της Δεσκάτης, με τιμή 1,88. Από τις αναλύσεις μερικών δειγμάτων της Αρναίας και της Δεσκάτης προέκυψε θετική ανωμαλία Ce, ενώ ένα δείγμα της Άρδασσας εμφάνισε αρνητική ανωμαλία Ce.



Σχήμα 5.5: Κανονικοποιημένα διαγράμματα κατανομής REE κατά Sun and McDonough (1989).

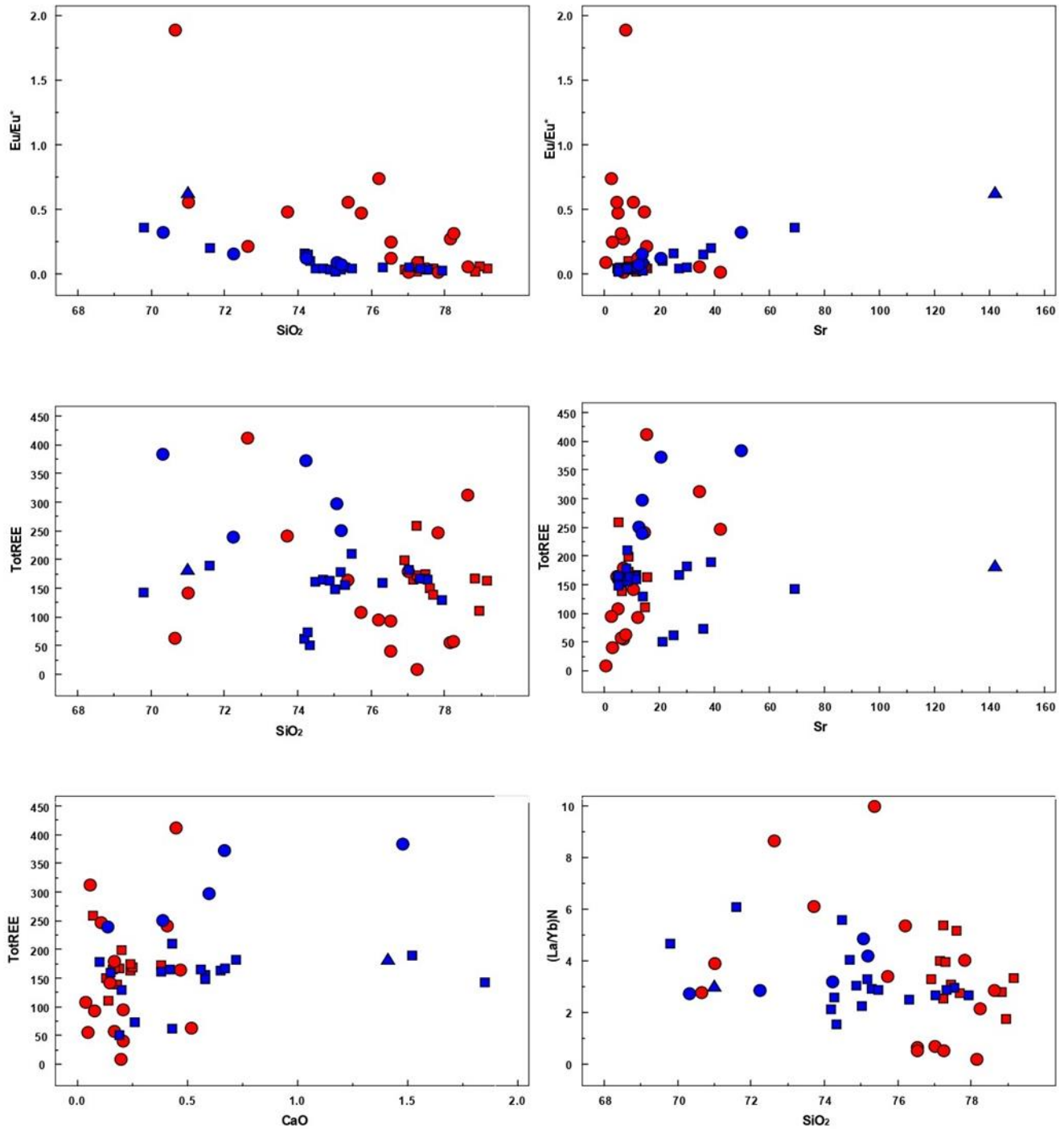
α: Δείγματα περιοχών Κερκίνης και Καστανούσας, β: Δείγματα περιοχής Αρναίας, γ: Δείγματα περιοχής Δεσκάτης, δ: Δείγματα περιοχής Άρδασσας. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 2.1.

Στο σχήμα 5.6 αποτυπώνονται συγκριτικά τα κανονικοποιημένα διαγράμματα κατανομής REE των τεσσάρων περιοχών. Στον πίνακα 5.6 δίνονται το άθροισμα των REE (TotREE), καθώς και χαρακτηριστικοί λόγοι τους. Η κλίση των REE που εκφράζεται από το λόγο  $(La/Yb)_N$  κυμαίνεται από 0,16 έως 9,96. Τα δείγματα από το γρανίτη της Δεσκάτης εμφανίζουν τις μικρότερες και τις μεγαλύτερες κλίσεις, ενώ οι υπόλοιπες περιοχές δεν παρουσιάζουν μεγάλες αποκλίσεις στις τιμές του λόγου  $(La/Yb)_N$ . Δίνεται η ανωμαλία Eu ( $Eu/Eu^*$ ) που αναφέρθηκε παραπάνω και το TotREE, το οποίο κυμαίνεται από 38,83 ppm έως 409,73 ppm, εκτός από το δείγμα DESK6 της Δεσκάτης που διαθέτει ιδιαίτερα χαμηλή συγκέντρωση σπανίων γαιών (6,28 ppm).



Σχήμα 5.6: Κανονικοποιημένο διάγραμμα κατανομής REE α: όλων των δειγμάτων των τεσσάρων περιοχών και β: εκτός των δειγμάτων που εμφανίζουν ακραίες αποκλίσεις (KR2, ARN24, DESK6, DESK9, DESK14), κατά Sun and McDonough (1989). Με μπλέ συμβολίζονται τα δείγματα της περιοχής Κερκίνης, με πράσινο της Αρναίας, με κίτρινο της Δεσκάτης και με κόκκινο της Άρδαςσας.

Στα διαγράμματα 5.7 προβάλλεται η αναλογία  $Eu/Eu^*$  σε σχέση με το  $SiO_2$  και το Sr. Επίσης, συσχετίζονται οι συγκεντρώσεις των δειγμάτων σε TotREE με το  $SiO_2$ , το CaO και το Sr, καθώς και ο λόγος  $(La/Yb)_N$  με το  $SiO_2$ . Παρατηρείται αύξηση της ανωμαλίας  $Eu/Eu^*$  με την ταυτόχρονη μείωση του Sr, κάτι που ισχύει για την πλειοψηφία των δειγμάτων εκτός από την περιοχή της Δεσκάτης. Επιπρόσθετα, ο λόγος  $(La/Yb)_N$  μειώνεται με την αύξηση του  $SiO_2$ .



Σχήμα 5.7: Διαγράμματα συσχέτισης TotREE με SiO<sub>2</sub>, CaO και Sr, Eu/Eu\* με SiO<sub>2</sub> και Sr, (La/Yb)<sub>N</sub> με SiO<sub>2</sub>. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.

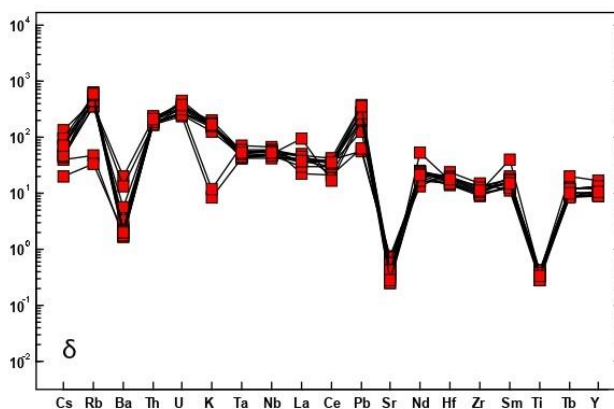
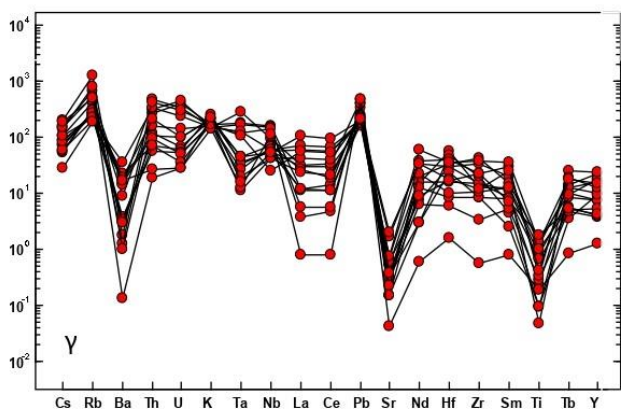
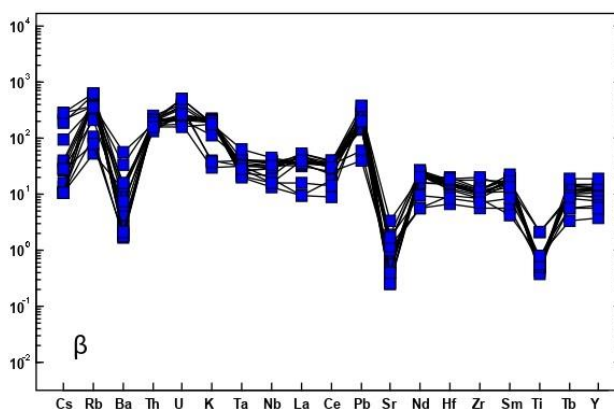
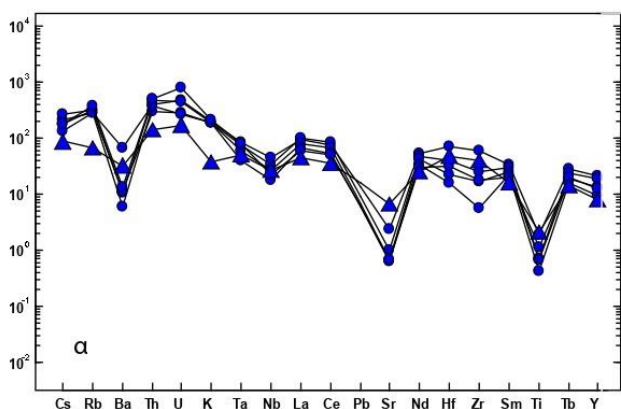
Στο σχήμα 5.7 παρουσιάζονται τα πολυστοιχειακά διαγράμματα ιχνοστοιχείων από τα δείγματα των περιοχών μελέτης.

Το διάγραμμα (α) περιλαμβάνει τις αναλύσεις των δειγμάτων από το γρανιτικό σύμπλεγμα της Κερκίνης. Όλα τα δείγματα παρουσιάζουν αρνητικές ανωμαλίες στα στοιχεία Ba, Nb, Sr, Ti και το δείγμα της Καστανούσας έχει μικρότερη συγκέντρωση και στα ιχνοστοιχεία Rb, K. Αντιθέτως, τα υπόλοιπα δείγματα της Κερκίνης εμφανίζουν θετική ανωμαλία Rb.

Στο διάγραμμα (β) προβάλλονται τα δείγματα από τον πλουτωνίτη της Αρναίας. Παρουσιάζουν σχετικά ομοιόμορφη κατανομή στα ιχνοστοιχεία, σημειώνοντας αρνητικές ανωμαλίες Ba, Sr, και Ti. Υπάρχει έντονα θετική ανωμαλία Pb, Rb και λιγότερο έντονη U.

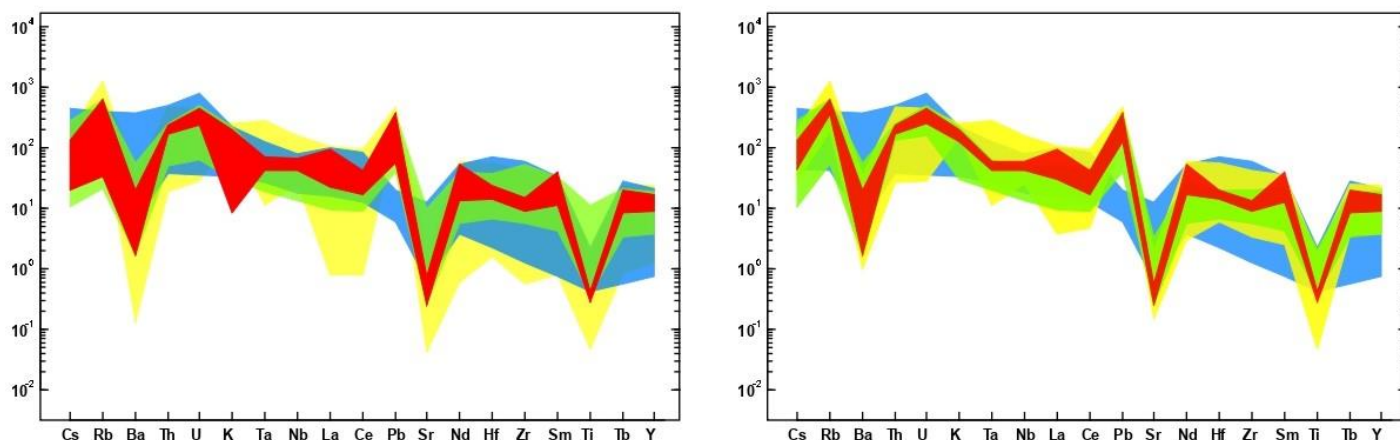
Το διάγραμμα (γ) περιλαμβάνει τα δείγματα για το γρανίτη της Δεσκάτης. Παρατηρείται διακύμανση στην κατανομή των ιχνοστοιχείων, ωστόσο, ξεχωρίζουν οι έντονες αρνητικές ανωμαλίες Ba, Sr και Ti. Κάποια δείγματα εμφανίζουν λιγότερο έντονη αρνητική ανωμαλία Ta, ενώ η πλειονότητα παρουσιάζει θετικές ανωμαλίες στα ιχνοστοιχεία Rb, Pb, K και Nd.

Τέλος, στο διάγραμμα (δ) προβάλλονται τα δείγματα από τη γρανιτική εμφάνιση της Άρδασσας. Σε αυτήν την περίπτωση υπάρχει μια ομοιόμορφη κατανομή των ιχνοστοιχείων, εκτός από τα Ba, Sr, Ti που εμφανίζουν έντονες αρνητικές ανωμαλίες. Δύο δείγματα έχουν και αρνητική ανωμαλία K, ενώ όλα τα δείγματα παρουσιάζουν θετική ανωμαλία στα ιχνοστοιχεία Rb και Pb.



Σχήμα 5.7: Πολυστοιχειακά διαγράμματα ιχνοστοιχείων των McDonough and Sun (1992). α: Δείγματα περιοχών Κερκίνης και Καστανούσας, β: Δείγματα περιοχής Αρναίας, γ: Δείγματα περιοχής Δεσκάτης, δ: Δείγματα περιοχής Άρδασσας. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 2.1.

Στο σχήμα 5.8 απεικονίζονται συγκριτικά τα πολυστοιχειακά διαγράμματα ιχνοστοιχείων των τεσσάρων περιοχών. Τα αραχνογράμματα είναι παρόμοια, καθώς διαφοροποιούνται τα εύρη διακύμανσης των ιχνοστοιχείων και όχι οι τάσεις αυτών.



Σχήμα 5.8: Πολυστοιχειακό διάγραμμα ιχνοστοιχείων των McDonough and Sun (1992), όλων των δειγμάτων στα αριστερά και πλην των δειγμάτων (KR1, KR4, DESK6) που εμφάνιζαν ακραίες αποκλίσεις στα δεξιά. Με μπλέ συμβολίζονται τα δείγματα της περιοχής Κερκίνης, με πράσινο της Αρναίας, με κίτρινο της Δεσκάτης και με κόκκινο της Άρδαςσας.

### Σύγκριση

Σε όλες τις παραπάνω περιπτώσεις, εντοπίζονται αρνητικές ανωμαλίες των ιχνοστοιχείων Ba, Sr και Ti. Τα δείγματα από την εμφάνιση της Καστανούσας διαφοροποιούνται με αρνητική ανωμαλία K, όπως και δύο δείγματα από το γρανίτη της Άρδαςσας. Επίσης, η πλειονότητα των δειγμάτων των τεσσάρων περιοχών εμφανίζει έντονες θετικές ανωμαλίες Rb, Pb, εκτός από το γρανίτη της Κερκίνης που δεν έχει αναλυθεί για Pb. Σε μερικά από τα δείγματα παρατηρείται θετική ανωμαλία U, K, Nd. Οι αρνητικές ανωμαλίες Ba, Sr υποδεικνύουν αυξημένη συμμετοχή φλοιού στον χημισμό της πηγής του μάγματος (Jones et al., 1992, Katerinopoulos et al., 1994). Επίσης, οι θετικές ανωμαλίες Pb, Nd, Rb και K που παρατηρήθηκαν, καθώς και αρνητική ανωμαλία Nb, Ti συνήθως υποδηλώνουν μάγματα συνδεδεμένα με ζώνες κατάδυσης (Katerinopoulos et al., 1994).

## 6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

### 6.1. Α- ΤΥΠΟΥ ΓΡΑΝΙΤΕΣ

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, υπάρχουν βιβλιογραφικές αναφορές και για τις 4 περιοχές μελέτης που χαρακτηρίζουν τους γρανίτες τους ως Α-τύπου. Αποτελώντας, επομένως, κοινό χαρακτηριστικό και σημαντικό στοιχείο για την εξέλιξη και προέλευση των γρανιτικών εμφανίσεων, αναλύονται παρακάτω τα γνωρίσματα και οι τρόποι γένεσης των Α-τύπου γρανιτών.

Οι Α-τύπου γρανίτες αποτελούν μια ξεχωριστή ομάδα γρανιτικών πετρωμάτων, των οποίων η σύσταση και η γένεση έχει συζητηθεί εκτεταμένα στο παρελθόν. Οι Chappell and White (1974 & 1977) ήταν αυτοί που κατηγοριοποίησαν, αρχικά, τα γρανιτικά πετρώματα χρησιμοποιώντας την «αλφαβητική» ταξινόμηση S-I-A-M, η οποία βασίζεται στις πηγές προέλευσης των γρανιτικών μαγμάτων. Τα είδη που προέκυψαν είναι ο τύπος γρανιτών S, στον οποίο ανήκουν αυτοί που προήλθαν από ιζηματογενή πρωτόλιθο, και ο τύπος I που δηλώνει πυριγενή πρωτόλιθο. Ο τελευταίος, διαιρέθηκε σε δύο υποκατηγορίες: στους Μ γρανίτες που προήλθαν κατευθείαν από την μερική τήξη και την υποβύθιση ωκεάνιου φλοιού ή (υπερκείμενου) μανδύα και στους Α-τύπου που προέρχονται από ανακυκλωμένο, αφυδατωμένο ηπειρωτικό φλοιό (Loiselle and Wones, 1979, Collins et al., 1982, Pitcher, 1983, Whalen, 1987). Πιο συγκεκριμένα, οι πρώτοι που εδραίωσαν τον όρο «Α-τύπου» ήταν οι Loiselle and Wones (1979) θέλοντας να αναφερθούν σε ανορογενετικά γρανιτικά πετρώματα που εμφανίζονται σε ζώνες διάρρηξης ή σε σταθερά ηπειρωτικά τεμάχια. Αναφέρουν πως πρόκειται για πετρώματα ηπίως αλκαλικά, που κρυσταλλώνονται σε συνθήκες χαμηλού  $H_2O$  και οξυγόνου, από μάγμα με υψηλές αναλογίες  $HF/H_2O$ .

Αυτό που καθόρισε την ονομασία των Α-τύπου γρανιτών είναι ο ανορογενετικός, άνυδρος και αλκαλικός τους χαρακτήρας (Bonin, 2007).

- Ανορογενετικοί: αν και συχνά δεν συνδέονται με ορογενετικές διαδικασίες, θα μπορούσαν να θεωρηθούν και προσωρινά ορογενετικοί αφού τοποθετούνται από ακριβώς μετά, έως και περίπου 500 εκατ. χρόνια μετά την κατάρρευση του ορογενούς.
- Άνυδροι: έχουν τη μικρότερη περιεκτικότητα σε νερό στο εύρος των πυριτικών μαγμάτων.
- Αλκαλικοί: Για συγκεκριμένο ποσοστό  $SiO_2$  παρουσιάζουν αυξημένα ποσοστά  $Na_2O$  και  $K_2O$ , σε σχέση με τα λοιπά γρανιτικά πετρώματα.
- Ένας τέταρτος χαρακτηρισμός θα μπορούσε να είναι και «Αμφιλεγόμενοι» (Whalen, 2005) που υποδεικνύει την έλλειψη συγκεκριμένου μοτίβου σε ότι αφορά την προέλευση μάγματος Α-τύπου και υποδηλώνει ότι ίσως οι γρανίτες Α-τύπου δεν σχηματίζουν μια γενετικά συνδεδεμένη ομάδα πετρωμάτων (Bonin, 2007).

Επιπλέον, έχει οριστεί (Eby, 1992) πως τα γρανιτοειδή Α-τύπου μπορούν να χωριστούν σε 2 κατηγορίες, σε Α1 και Α2. Η πρώτη ομάδα εμφανίζει χημικές ομοιότητες (στα στοιχεία) με βασάλτες ωκεάνιων νησιών (ΟΙΒ) ενώ η δεύτερη παρουσιάζει συστάσεις που ποικίλουν από βασάλτες νησιωτικού τόξου έως ηπειρωτικού φλοιού. Διαφέρουν επομένως τόσο στην προέλευση τους όσο και το γεωτεκτονικό περιβάλλον τους. Οι πρώτοι, τοποθετήθηκαν κατά την ενδοπλακική διάρρηξη με την συνοδεία μαφικών συνηλκισμένων πετρωμάτων ή ως αποτέλεσμα δράσης θερμής κηλίδας. Οι δεύτεροι, αντικατροπτρίζουν αρκετά μεγαλύτερο εύρος γεωτεκτονικών περιβαλλόντων, από μαγματισμό νησιωτικού τόξου έως σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών, κυρίως υποδεικνύοντας μάγμα με υψηλές ροές θερμότητας.

### Χαρακτηριστικά

Οι Α – τύπου γρανίτες, διαφέρουν από τους υπόλοιπους τόσο στο γεωτεκτονικό περιβάλλον όσο και στην χημική σύσταση. Όπως έχει αναφερθεί από συγγραφείς που έχουν εξετάσει γρανιτικές εμφανίσεις πετρωμάτων που εμπίπτουν στην κατηγορία αυτή (πχ. Goodman, 1972, Collins, 1982, Pitcher, 1983, Whalen, 1987, Eby, 1990, Landenberger and Collins, 1996), ως κοινά γνωρίσματα των Α-τύπου μπορούν να θεωρηθούν τα παρακάτω:

1. Είναι υπεραργιλικοί.
2. Προβάλλονται στο πεδίο WPG των διακριτικών διαγραμμάτων του Pearce et al. (1984).
3. Εμφανίζουν υψηλές περιεκτικότητες σε Zr, Nb, Ga, Sn, Y.
4. Είναι εμπλουτισμένοι σε σπάνιες γαίες (REE), εκτός από το Eu (παρουσιάζουν έντονη αρνητική ανωμαλία ευρωπίου).
5. Έχουν χαμηλά ποσοστά Ba, Sr, Sc, Co, Ni, Cr.
6. Προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών στα διαγράμματα  $K_2O+Na_2O$ ,  $K_2O/MgO$ ,  $(K_2O+Na_2O)/CaO$ ,  $FeOt/MgO$ , Zr, Ce, Zn, Nb, Y σε σχέση με το  $10000*Ga/Al$  του Whalen et al. (1987) και στα διαγράμματα  $FeOt/MgO$  και  $10000*Ga/Al$  σε σχέση με το  $Zr+Nb+Ce+Y$  του Eby (1990).
7. Ο βιοτίτης είναι εμπλουτισμένος με Fe, εμφανίζεται ως αννίτης.
8. Οι συγκεντρώσεις των  $MgO$  και  $CaO$  είναι χαμηλές, ενώ η αναλογία  $FeOt_{tot}/MgO$  είναι αυξημένη.
9. Χαρακτηριστική είναι η παρουσία αλβίτη, συχνά με μικροσυμφύσεις νατριούχου πυροξένου (ιαδεΐτη).
10. Παρουσία φθορίτη ως επουσιώδους ορυκτό.
11. Ασυνήθιστα αυξημένη είναι η συγκέντρωση τους σε φθόριο, βόριο και χλώριο. Πιθανόν οφείλεται στην απελευθέρωση τους από ορυκτά όπως ο φλογοπίτης, μέσω άνυδρων διαδικασιών.
12. Ίσως το πιο διαγνωστικό στοιχείο των Α-τύπου γρανιτών είναι η υψηλή αναλογία σε  $Ga/Al$ . Αυτό οφείλεται στην περιοχή της πηγής, όπου κατά την μερική τήξη γίνεται επιλεκτική κατακράτηση ανορθιτικών πλαγιοκλάστων, τα οποία με την σειρά τους προτιμούν στην δομή τους περισσότερο το Al παρά το Ga.

## Πετρογένεση

Μεγάλη συζήτηση έχει μείνει ανοιχτή, όσον αφορά την πηγή των γρανιτών αυτών και τον ρόλο του μανδύα στον σχηματισμό τους. Γενικότερα, θεωρείτο ότι αντιπροσωπεύουν το τελευταίο πλουτωνικό γεγονός τόσο στις ορογενετικές ζώνες όσο και στις κρατονικές περιοχές με ρηγματογενή ανορογενετικό μαγματισμό. Εμφανίσεις υπάρχουν σε όλο τον κόσμο, τουλάχιστον από το Πρωτεροζωικό και μετά (Whalen et al, 1987).

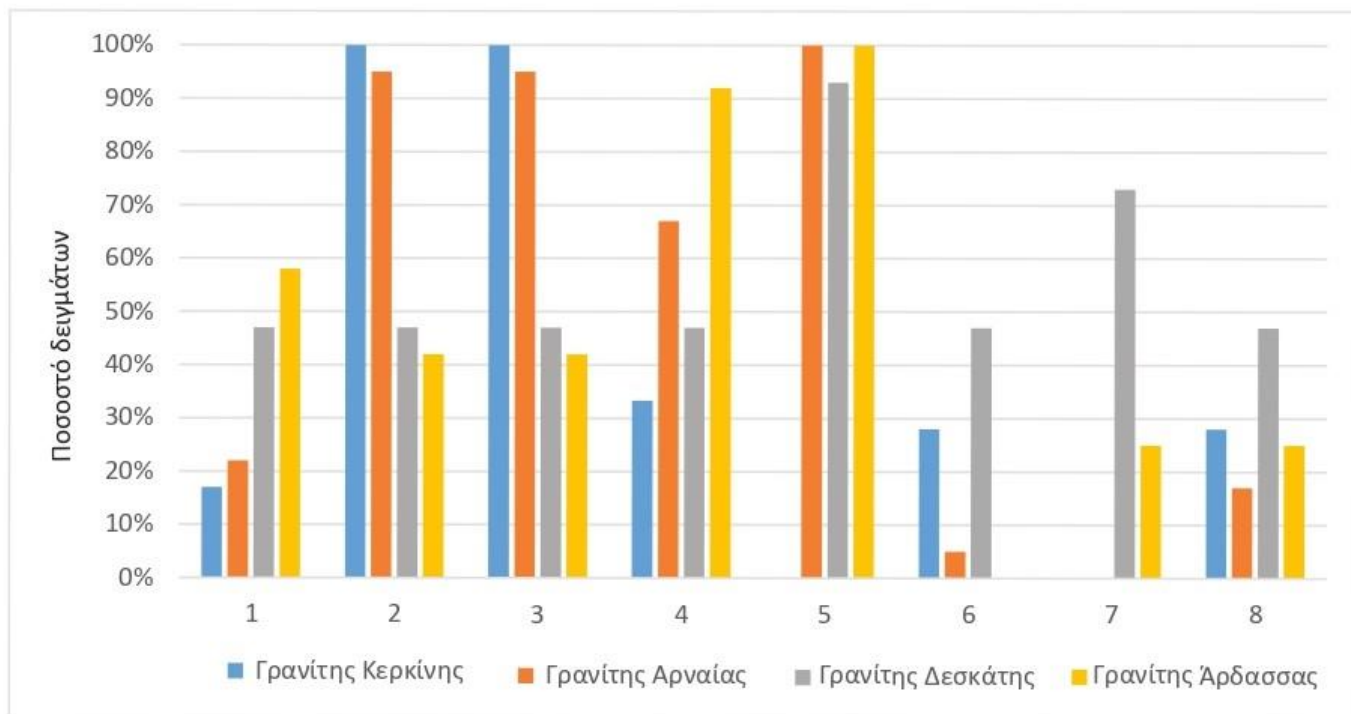
Ο Whalen et al. (1987) διαμόρφωσε 3 μοντέλα πετρογένεσης των Α-τύπου γρανιτών. Το μετασωματικό μοντέλο, το μοντέλο διαφοροποίησης και το μοντέλο μερικής τήξης. Ωστόσο, διάφορες θεωρίες έχουν διατυπωθεί για την γέννεση των γρανιτών αυτών. Παρακάτω παρατίθενται κάποιες από αυτές:

- i. Τα μάγματα Α-τύπου είναι το αποτέλεσμα της τήξης κατώτερου φλοιού υπό τη συντηκτική επίδραση πτητικών προερχόμενων από το μανδύα (Bailey, 1978).
- ii. Αλκαλικά μάγματα προερχόμενα από το μανδύα κρυσταλλώνονται και παράγουν υπολειμματικά γρανιτικά τήγματα (Loiselle and Wones, 1979, Turner et al., 1992).
- iii. Μερική τήξη μη υπολειμματικών πυριγενών πετρωμάτων του φλοιού τοναλιτικής έως γρανοδιοριτικής σύστασης σε πιέσεις μέσου φλοιού (Cullers et al., 1981, Creaser et al., 1991, Skjerlie and Johnston, 1993).
- iv. Κρυστάλλωση ενός Ι-τύπου μητρικού μάγματος με αποτέλεσμα την παραγωγή ενός Α-τύπου υπολειμματικού υγρού (Collins et al., 1982).
- v. Άμεση υψηλής θερμοκρασίας μερική τήξη απεμπλουτισμένης Ι-τύπου πηγής στον κατώτερο ηπειρωτικό φλοιό σχηματίζει τα μάγματα Α-τύπου (Collins, 1982, Clemens et al., 1986).
- vi. Η ανάμιξη ρευστών που συχνά λαμβάνει χώρα σε μικρή κλίμακα σε βασαλτικά ρευστά, θεωρείται πιθανή προέλευση αλκαλικών γρανιτικών μαγμάτων (Clemens et al., 1986, και αναφορές σε αυτό).
- vii. Θερμοβαρυντική διάχυση ρευστής κατάστασης που έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία χημικών διαφοροποιήσεων σε ρυολιθικά μάγματα Α-τύπου (Clemens et al., 1986, και αναφορές σε αυτό).
- viii. Μερική τήξη μιας πηγής κατώτερου φλοιού αφυδατωμένης, αλλά όχι γεωχημικά απεμπλουτισμένης (Landenberger and Collins, 1996).
- ix. Αλκαλικά μάγματα προερχόμενα από το μανδύα έρχονται σε επαφή με πετρώματα του φλοιού και παράγουν ένα συνηντικό τήγμα το οποίο κρυσταλλώνεται και δίνει πέτρωμα με γρανιτική σύσταση ή εναλλακτικά το συνηντικό μάγμα έρχεται σε επαφή με χαλαζιακά φλοιϊκά πετρώματα σχηματίζοντας, εν τέλει, ένα γρανιτικό υβρίδιο.

Τα μοντέλα πετρογένεσης είναι πολλά, όλα όμως έχουν ως βασικό στόχο να εξηγήσουν την υψηλή περιεκτικότητα των μαγμάτων και των πετρωμάτων αυτών, σε ασυμβίβαστα και HFS στοιχεία, καθώς και τον φτωχό σε  $H_2O$ , αλλά συχνά πλούσιο σε αλογόνα χαρακτήρα τους (Eby, 1990). Παρ' όλα αυτά, το μοντέλο που φαίνεται να συμφωνεί με την πλειονότητα των εμφανίσεων και θεωρείται πιο αξιόπιστο είναι εκείνο που προκύπτει από την μερική τήξη απεμπλουτισμένου Ι-τύπου μητρικού πετρώματος, σε υψηλές θερμοκρασίες, στον κατώτερο ηπειρωτικό φλοιό (Collins et al., 1982, Clemens et al., 1986, Whalen et al., 1987). Σε αυτήν την περίπτωση, η τήξη λαμβάνει χώρα σε υψηλές θερμοκρασίες, ώστε να τακούν τα μητρικά πετρώματα, και τα μάγματα είναι φτωχά σε νερό που όμως περιέχουν άλλα πτητικά και αλογόνα (από την άνυδρη κατάρρευση υπολλειμματικών ορυκτών όπως μαρμαρυγίες και αμφίβολοι).

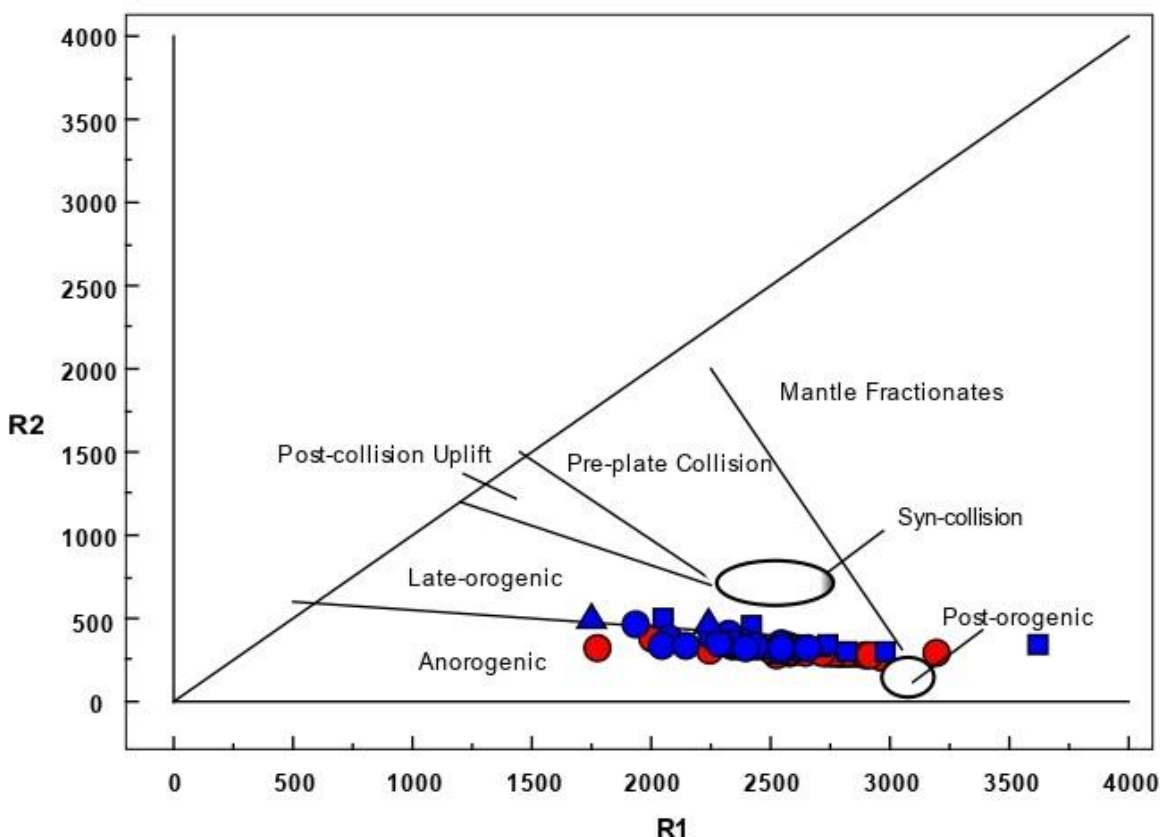
Στο σχήμα 6.1 που ακολουθεί, αποτυπώνεται το ποσοστό των δειγμάτων από τα τέσσερα γρανιτικά συμπλέγματα, που εμφανίζουν χαρακτηριστικά Α-τύπου γρανιτών, σύμφωνα με ταξινομήσεις ερευνητών (Giret et al., 1980, Pearce et al., 1984, Whalen, 1987, Eby, 1990 & 1992, Gorton and Schandl, 2000, Bonin, 2007). Τα κριτήρια ερμηνεύονται ως εξής:

- $FeO_{tot}/MgO$ : Για χαμηλά ποσοστά  $Ga/Al$  και  $(Zr+Nb+Ce+Y)$  προκύπτει  $FeO_{tot}/MgO > 16$ , επομένως τα πετρώματα έχουν αυξημένη αναλογία  $FeO/MgO$ .
- $NK/A$ :  $(Na + K)/Al > 0.8$ , δηλαδή οι γρανίτες είναι πλούσιοι σε αλκάλια.
- $Y+Nb$  &  $Y+Ta$ :  $Y+Nb > 50-55$  ppm και  $Yb+Ta > 6$  ppm, πετρώματα που ανήκουν στους ενδοπλακικούς γρανίτες (WPG).
- $Ga/Al$ : Αν  $10000 \times Ga/Al > 2,6$ , δηλαδή τα πετρώματα διαθέτουν αυξημένη αναλογία  $Ga/Al$ .
- $ZNCY$ :  $Zr+Nb+Ce+Y > 350$  ppm, δηλαδή πετρώματα με αυξημένη περιεκτικότητα στα παραπάνω ιχνοστοιχεία.
- $Y/Nb$ : Αν  $Y/Nb < 1.2$  τότε οι γρανίτες ανήκουν στην ομάδα A1 κατά Eby (1992), ενώ αν  $Y/Nb > 1.2$  τότε ανήκουν στην A2.
- Tetrad Effect: Αρνητικές ανωμαλίες Eu έως 0.01 και λόγος  $(La/Yb)_N$  έως 0,3.



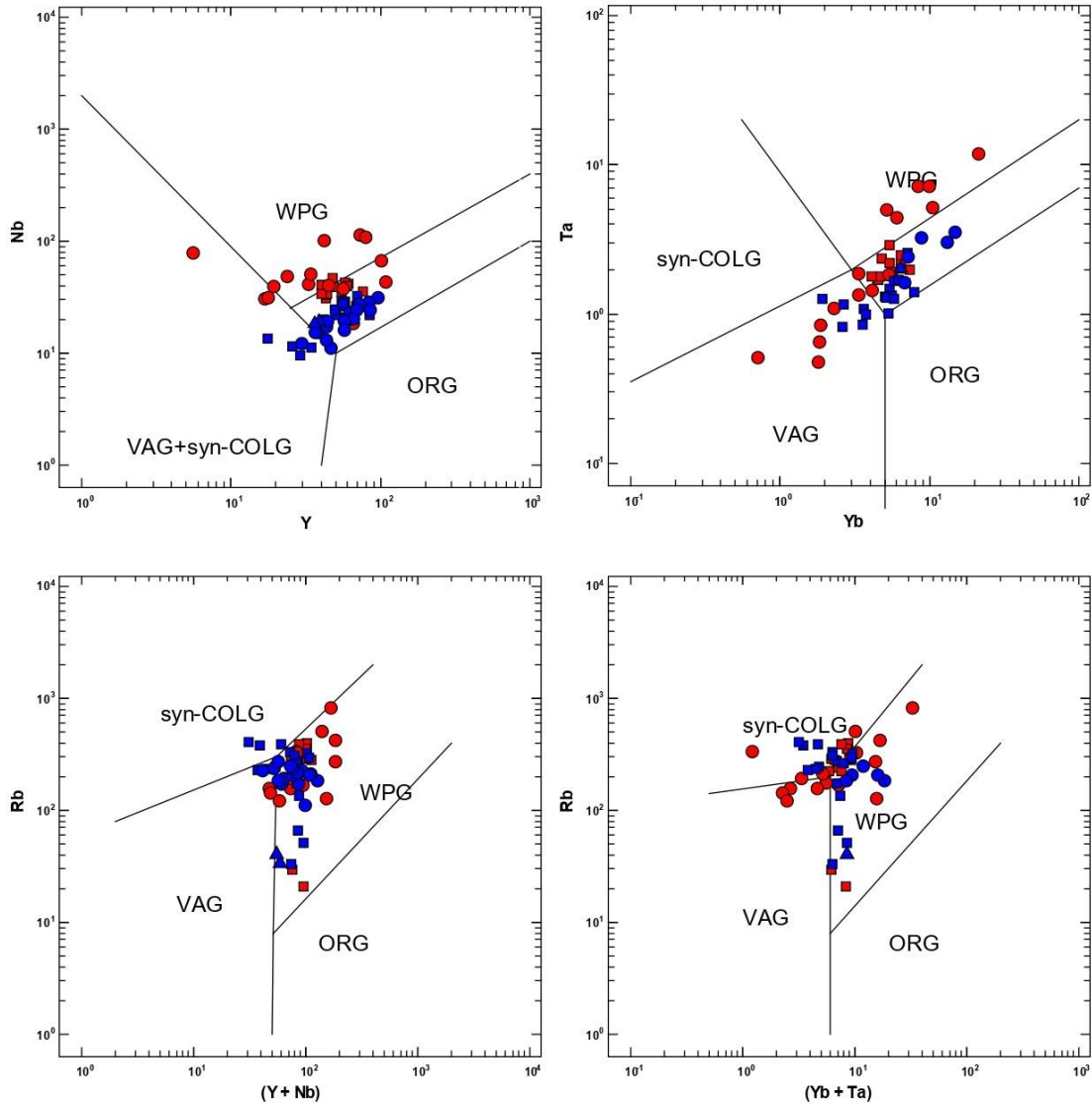
Σχήμα 6.1: Ιστόγραμμα όπου απεικονίζεται το ποσοστό (0% – καθόλου και 100% – πλήρως) των δειγμάτων των 4 γρανιτών μελέτης που εμφανίζουν χαρακτηριστικά Α-τύπου γρανιτών, συγκεντρωμένα από τον Bonin (2007). 1:  $FeO_{tot}/MgO$ , 2:  $NK/A$  (Giret et al., 1980), 3:  $NK/A$  (Whalen, 1987), 4:  $Y+Nb$  &  $Y+Ta$  (Pearce et al., 1984), 5:  $Ga/Al$  (Whalen, 1987), 6:  $ZNCY$  (Whalen, 1987), 7:  $Y/Nb$  (Eby, 1990 & 1992) και 8: Tetrad Effect (Gorton and Schandl, 2000).

Για να εξεταστούν περαιτέρω τα γεωχημικά δεδομένα, χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα R1-R2 των Batchelor and Bowden (1985) (Σχήμα 6.1). Σε αυτό, τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των ανορογενετικών και μετα-ορογενετικών πετρωμάτων. Άρα οι πλουτωνίτες των τεσσάρων περιοχών χαρακτηρίζονται ως ανορογενετικοί, το οποίο αποτελεί γνώρισμα των Α-τύπου γρανιτών.



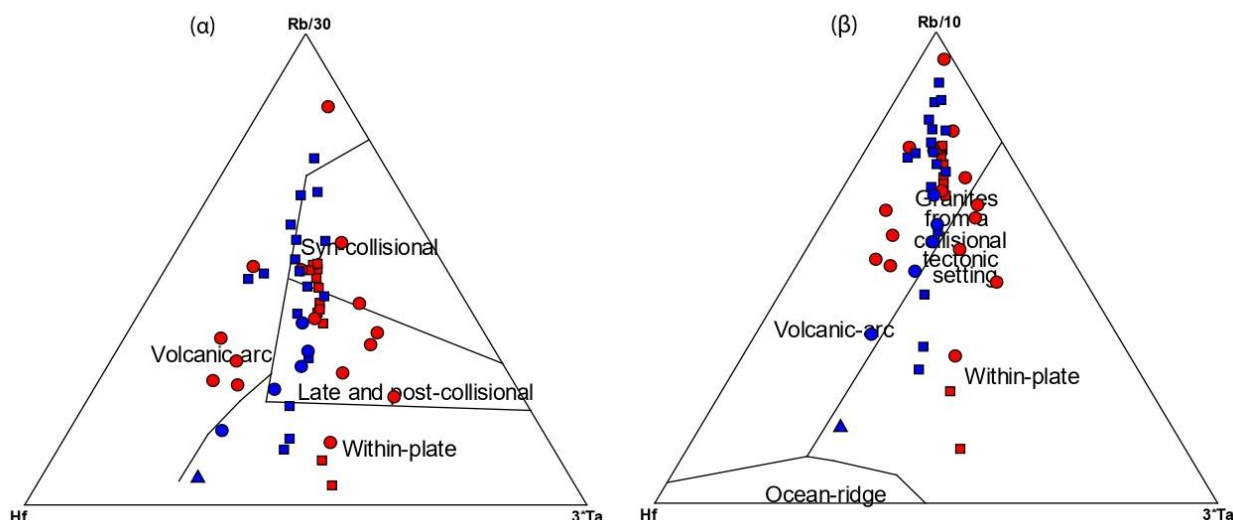
Σχήμα 6.1: Διάγραμμα R1-R2 των Batchelor and Bowden (1985). [R1:  $6Ca+2Mg+Al$ , R2:  $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ]. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.

Στο διάγραμμα των Pearce et al. (1984) (Σχήμα 6.2), τα δείγματα προβάλλονται κυρίως στα πεδία syn-COLG και WPG (κάποια δείγματα προβάλλονται στο πεδίο VAG ή στο πεδίο). Αυτό σημαίνει πως οι γρανίτες προσδιορίζονται κυρίως ως ενδοπλακικοί.



Σχήμα 6.2: Διαγράμματα διάκρισης του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης γρανιτικών πετρωμάτων με βάση τα ιχνοστοιχεία (α) Nb,Y, (β) Ta, Yb, (γ) Rb, Y, Nb, (δ) Rb, Yb, Ta (Pearce et al., 1984). ORG: γρανίτες μεσσοωκεάνιων ράχων, WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες, VAG: γρανίτες ηφαιστειακών τόξων, syn-COLG: γρανίτες σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.

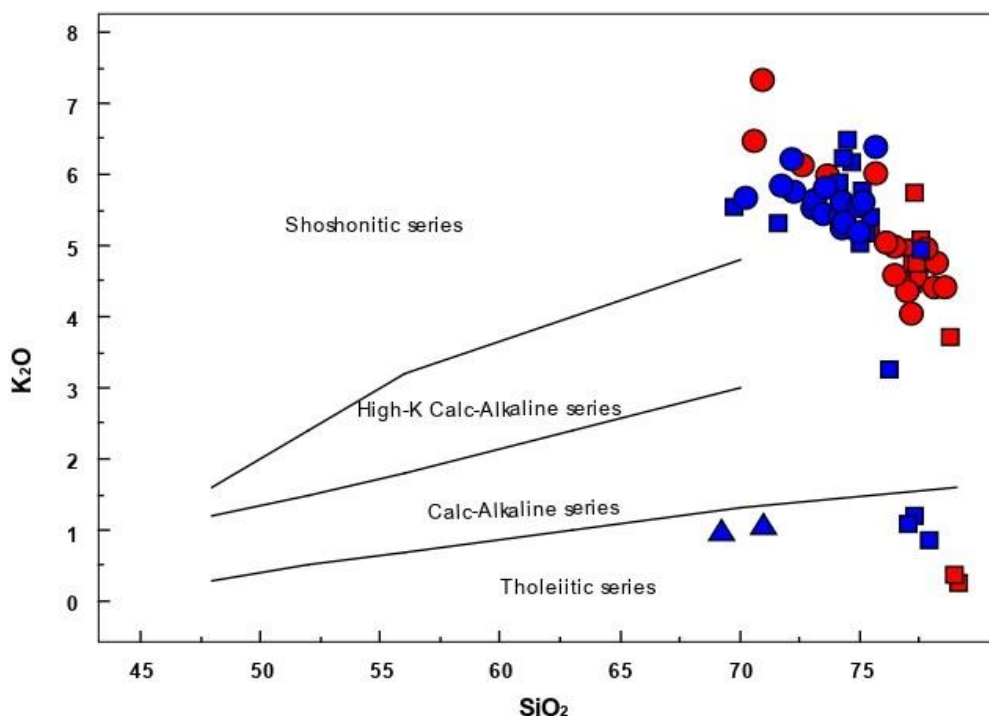
Ωστόσο, τα διαγράμματα των Pearce et al. (1984) αδυνατούν να διακρίνουν τα post-COLG γρανιτικά πετρώματα από τα VAG. Η διάκριση αυτή μπορεί να επιτευχθεί με τα διαγράμματα Rb-Ta-Hf των Harris et al. (1986). Τα δείγματα στο Σχήμα 6.3 (α) προβάλλονται και στα τέσσερα πεδία του διαγράμματος, με μεγαλύτερη συγκέντρωση στο πεδίο των συνορογενετικών και μετα-ορογενετικών γρανιτών. Στο Σχήμα 6.3 (β) προβάλλονται στα πεδία των ενδοπλακικών γρανιτών και των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου.



Σχήμα 6.3: Διαγράμματα διάκρισης του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης γρανιτικών πετρωμάτων με βάση τα ιχνοστοιχεία (α) Rb/30, Hf, Ta και (β) Rb/10, Hf, Ta κατά Harris et al. (1986). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.

### 6.2.2. Τύπος Μάγματος

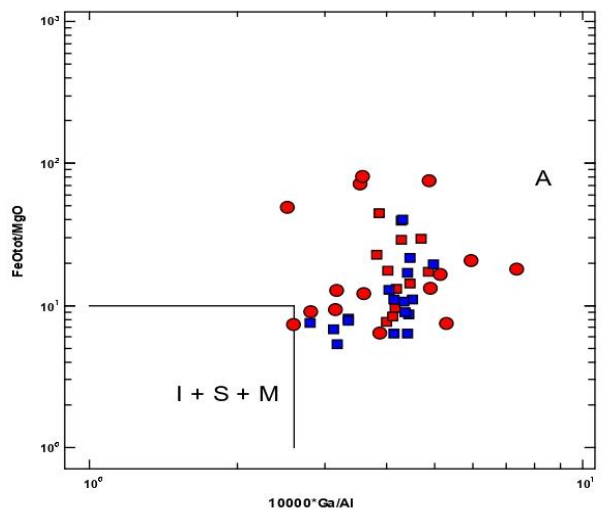
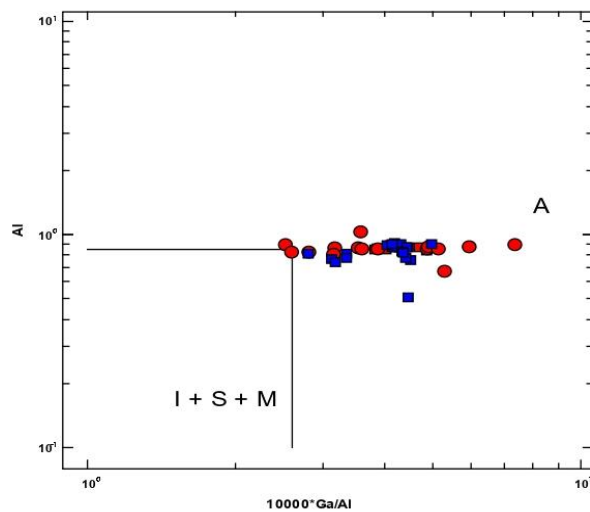
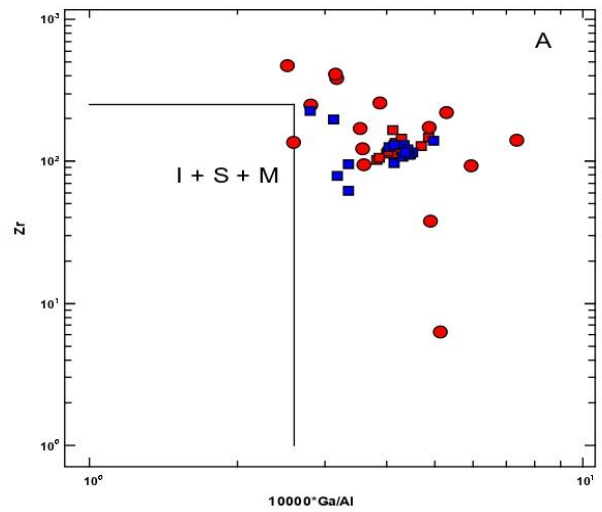
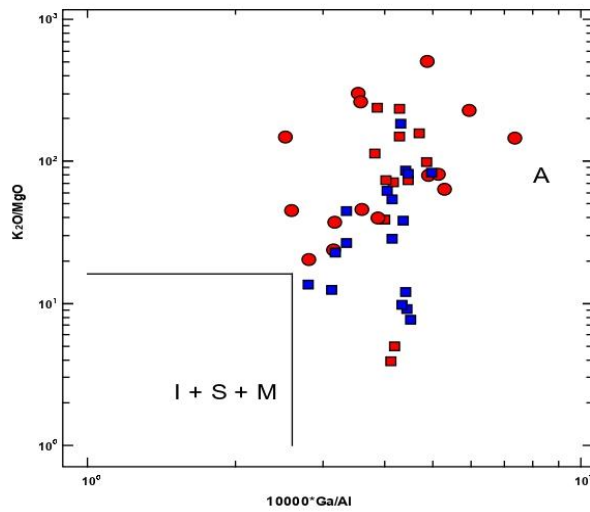
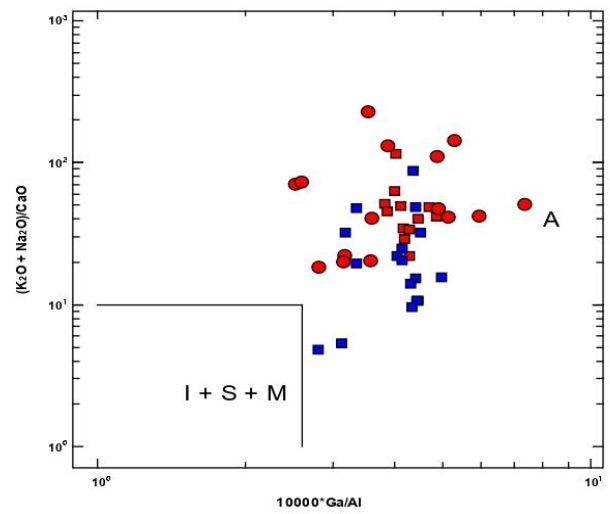
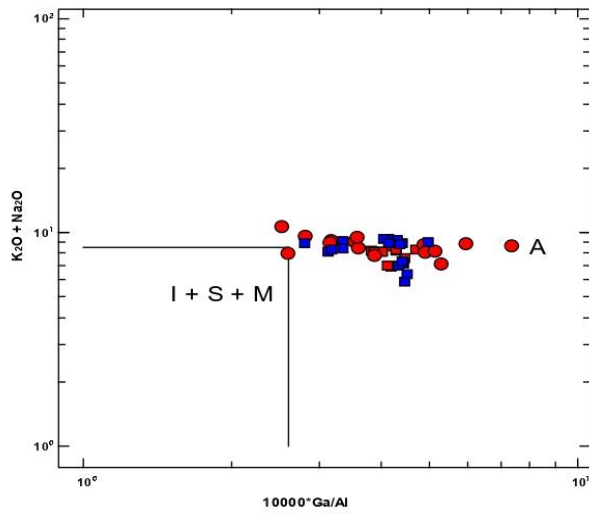
Για τον προσδιορισμό του τύπου μάγματος των πετρωμάτων χρησιμοποιήθηκε, αρχικά, το διάγραμμα  $K_2O-SiO_2$  των Peccerillo and Taylor (1976) (Σχήμα 6.4). Εφτά από τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο της θολεϊτικής σειράς: τα 2 δείγματα από την εμφάνιση της Καστανούσας, 2 δείγματα από τον πλουτωνίτη της Άρδασσας και 3 δείγματα από αυτόν της Αρναίας. Όλα τα υπόλοιπα προβάλλονται στις προεκτάσεις της σωσσονιτικής και της υψηλού Κ ασβεσταλκαλικής σειράς.

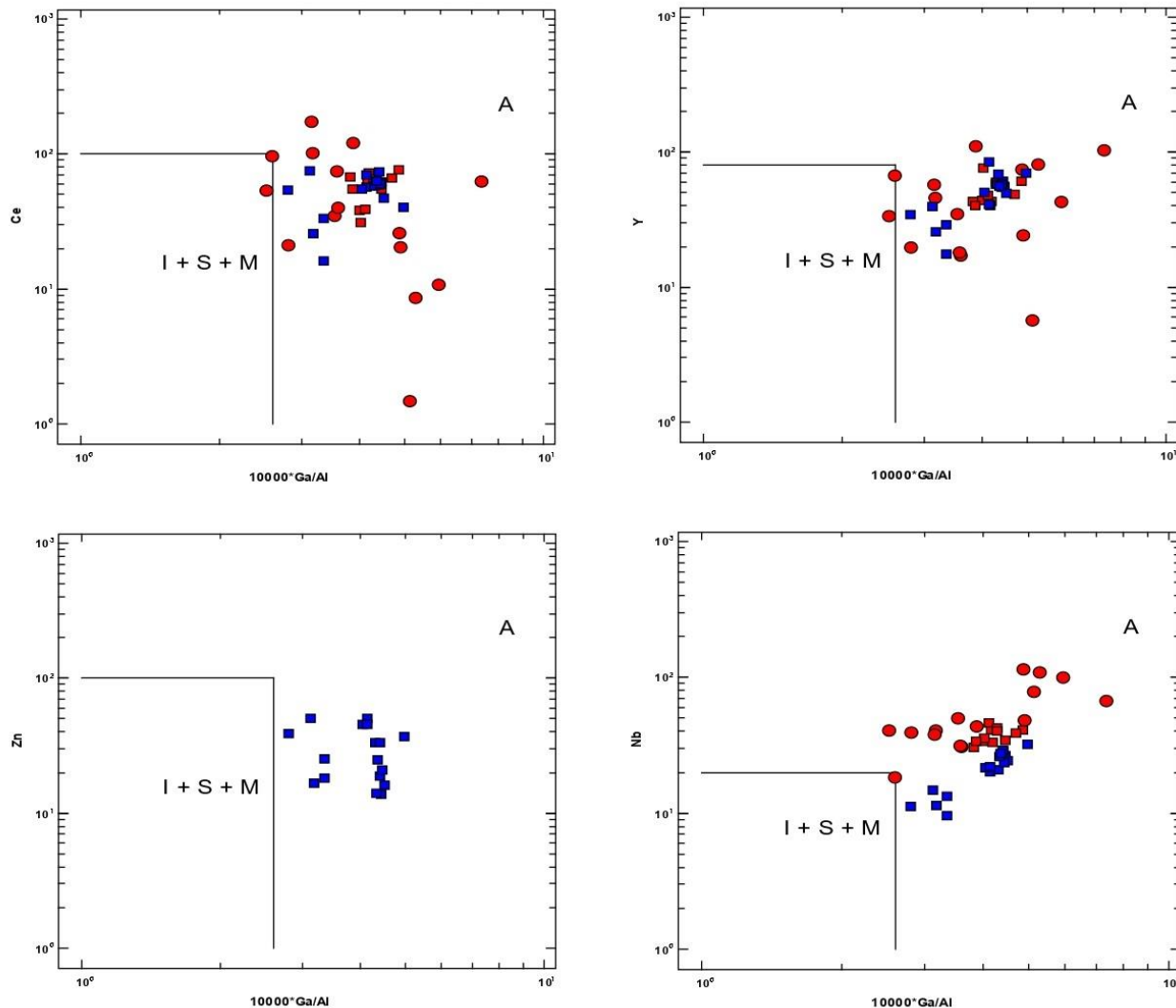


Σχήμα 6.4: Διάγραμμα  $K_2O-SiO_2$  κατά Peccerillo and Taylor (1976). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.

Όπως εξετάστηκε στα προηγούμενα κεφάλαια, οι πλουτωνίτες των τεσσάρων περιοχών είναι υπεραργιλικοί, πλούσιοι σε αλκάλια και εμπλουτισμένοι σε Zr, Nb, Ga, Rb, Y και REE. Παρουσιάζουν έντονη ανωμαλία Eu και εμπλουτισμό των LREE σε σχέση με τις HREE. Επίσης, είναι ανορογενετικοί και τα περισσότερα δείγματα από τους τέσσερις γρανίτες προβάλλονται στο πεδίο των ενδοπλακικών γρανιτών στο διάγραμμα των Pearce et al. (1984). Επομένως, θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως Α-τύπου γρανίτες καθώς τα χημικά τους γνωρίσματα είναι παρόμοια με αυτά των Α-τύπου (όπως αυτά αναλύθηκαν στο υποκεφάλαιο 6.1).

Στα διαγράμματα των Whalen et al. (1987) που ακολουθούν (Σχήμα 6.5), τα δείγματα προβάλλονται, ως επί το πλείστον, στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Σημειώνεται πως τα δείγματα του γρανιτή της Κερκίνης λείπουν από τα παρακάτω διαγράμματα καθώς δεν έχουν αναλυθεί για Ga και στο τελευταίο διάγραμμα ( $Zn - 1000 \cdot Ga/Al$ ) προβάλλονται μόνο τα δείγματα της Άρδασσας που έχουν αναλυθεί για Zn.

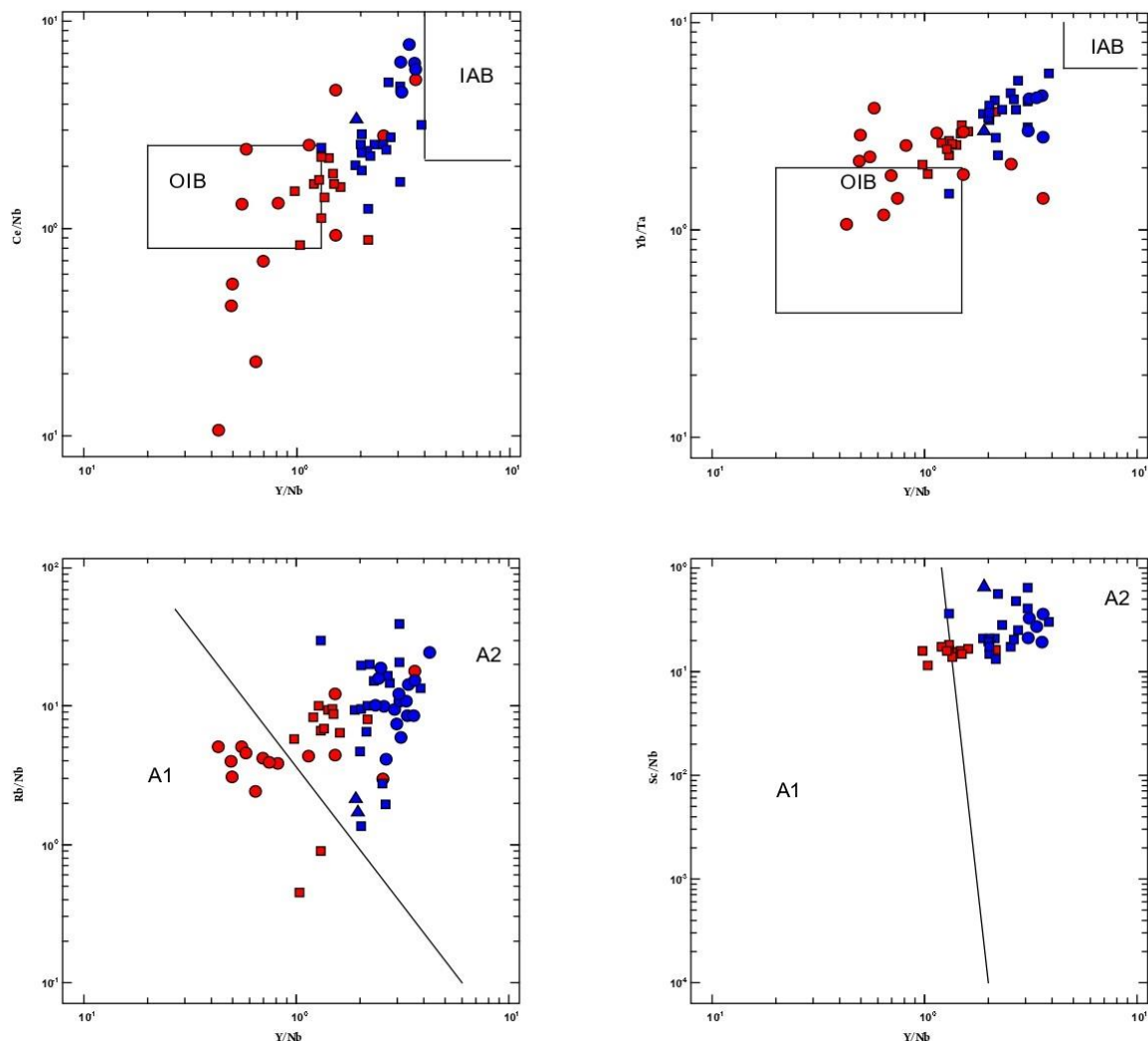




Σχήμα 6.5: Διακριτικά διαγράμματα Whalen et al. (1987). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.

Όπως αναφέρθηκε στο υποκεφάλαιο 6.1, οι A-τύπου γρανίτες μπορούν να διαιρεθούν σε δύο ομάδες. Στους A1: παρομοιάζουν βασάλτες ωκεάνιων νησιών και αποτέθηκαν κατα την ενδοπλακική διάρρηξη ή με την δράση θερμής κηλίδας, και στους A2: εμφανίζουν συστάσεις που ποικίλουν από βασάλτες νησιωτικού τόξου έως ηπειρωτικού φλοιού και υποδεικνύουν μάγματα υψηλής ροής θερμότητας.

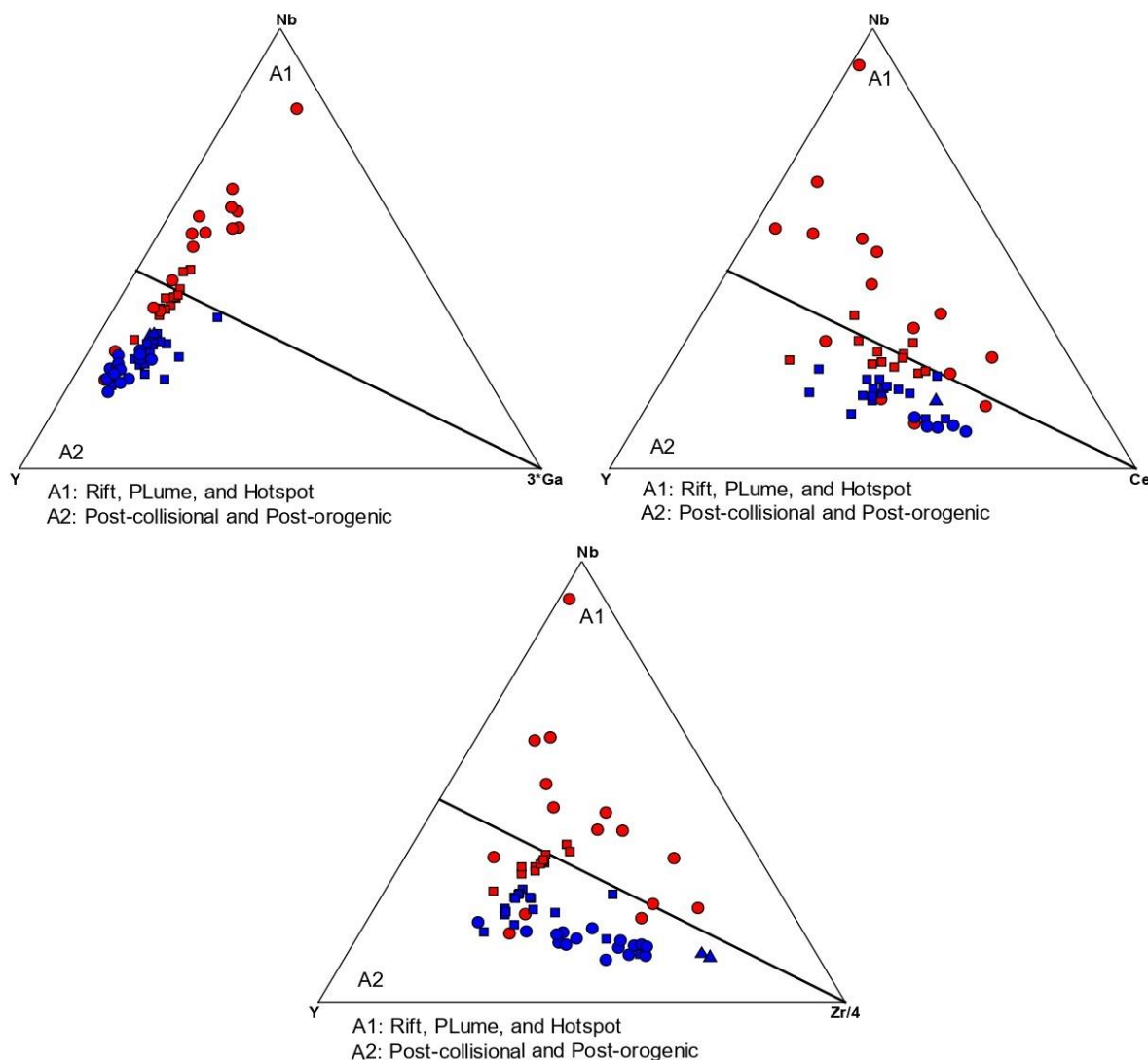
Στα διαγράμματα 6.6 (Eby, 1990 & 1992) της κάτω σειράς, τα δείγματα από τους γρανίτες των περιοχών μελέτης προβάλλονται κυρίως στο πεδίο της ομάδας A2, εκτός από 9 δείγματα της Δεσκάτης και 2 της Άρδασσας. Στα διαγράμματα της πάνω σειράς, τα δείγματα στην πλειονότητά τους προβάλλονται στην επέκταση της διαγωνίου του πεδίου IAB, επομένως, ορίζονται ως ομάδα A2 γρανιτών, εκτός από 4 δείγματα της Δεσκάτης και 1 της Αρναίας και της Άρδασσας που ανήκουν στην ομάδα A1 καθώς προβάλλονται κοντά ή μέσα στο πεδίο των βασαλτών ωκεάνιων νησιών (OIB).



Σχήμα 6.6: Διαγράμματα διάκρισης των χημικών ομάδων και του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης των Α-τύπου γρανιτών κατά Eby (1990 & 1992). OIB: βασάλτες ωκεάνιων νησιών, IAB: υποβύθιση ή σύγκρουση ηπειρωτικών πλακών.

Επομένως, οι γρανίτες των τεσσάρων περιοχών ανήκουν στην ομάδα A2 και μπορούν να χαρακτηριστούν ως μάγματα υψηλής θερμικής ροής.

Τα δείγματα προβλήθηκαν, επίσης, στα τριγωνικά διαγράμματα διάκρισης του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης γρανιτικών πετρωμάτων με βάση τα ιχνοστοιχεία Nb, Y, Ga, Ce και Zr, κατά Eby (1992). Η πλειοψηφία των δειγμάτων προβάλλεται ανήκει στην ομάδα A2. Οι γρανίτες προσδιορίζονται, δηλαδή, ως μετά την σύγκρουση και μετα-ορογενετικοί γρανίτες από μάγματα ηπειρωτικού φλοιού που έχουν ακολουθήσει την σύγκρουση δύο πλακών ή μαγματισμό νησιωτικού τόξου. Μερικά δείγματα της Δεσκάτης ανήκουν στην ομάδα A1 ως γρανίτες ενδοπλακικής διάρρηξης και θερμής κηλίδας (διαφοροποιημένα μάγματα που έχουν τοποθετηθεί κατά τον ενδοπλακικό μαγματισμό ή σε ηπειρωτικά περιθώρια).



Σχήμα 6.7: Τριγωνικά διαγράμματα διάκρισης του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης γρανιτικών πετρωμάτων με βάση τα ιχνοστοιχεία Nb, Y, Ga, Ce και Zr, κατά Eby (1992).

Από όσα αναφέρθηκαν προκύπτει πως οι γρανίτες των τεσσάρων περιοχών είναι ανορογενετικοί, ενδοπλακικοί, σωσσονιτικής και υψηλού K ασβεσταλκαλικής σειράς, Α-τύπου (σύμφωνα με διαγράμματα ιχνοστοιχείων προς  $1000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  και προς  $\text{Y}/\text{Nb}$ ), και ανήκουν στην ομάδα A2 (κατά Eby, 1990 & 1992) οπότε εμφανίζουν συστάσεις που ποικίλουν από βασάλτες νησιωτικού τόξου έως ηπειρωτικού φλοιού και υποδεικνύουν μάγματα υψηλής ροής θερμότητας.

### 6.2.3. Προέλευση Μάγματος

#### 6.2.3.1. Γρανίτης Κερκίνης

Η γένεση του γρανιτικού συμπλέγματος της Κερκίνης είναι πιθανότατα συνδεδεμένη με ενδοπλακικό μαγματισμό. Ωστόσο, τα χαρακτηριστικά γεωχημικά γνωρίσματα του γρανίτη της Κερκίνης μπορεί να συσχετίζονται με την μαγματική πηγή και όχι με το γεωτεκτονικό περιβάλλον. Το ίδιο προτείνεται και για τον πλουτωνίτη της Αρναίας (Baltatzis et al., 1992). Αργότερα, οι Christofides et al. (1999) πρότειναν μια φλοιική προέλευση για την γρανιτική εμφάνιση της Κερκίνης που υποστηρίζεται από τις υψηλές αρχικές αναλογίες Sr. Το πιο πιθανό γενετικό μοντέλο για τον γρανίτη της Κερκίνης είναι άνυδρη τήξη μιας πλούσιας σε βιοτίτη τοναλιτικής πηγής, σε συνθήκες 6-10 kbar και 950-975°C, που άφησε πίσω ένα γρανουλιτικό υπόλειμμα, με ορυκτολογική σύσταση ορθοπυροξένου, χαλαζία και πλαγιокλάστου. Αυτή η θεωρία εξηγεί και την αρνητική ανωμαλία Eu (Christofides et al., 1999).

#### 6.2.3.2. Γρανίτης Αρναίας

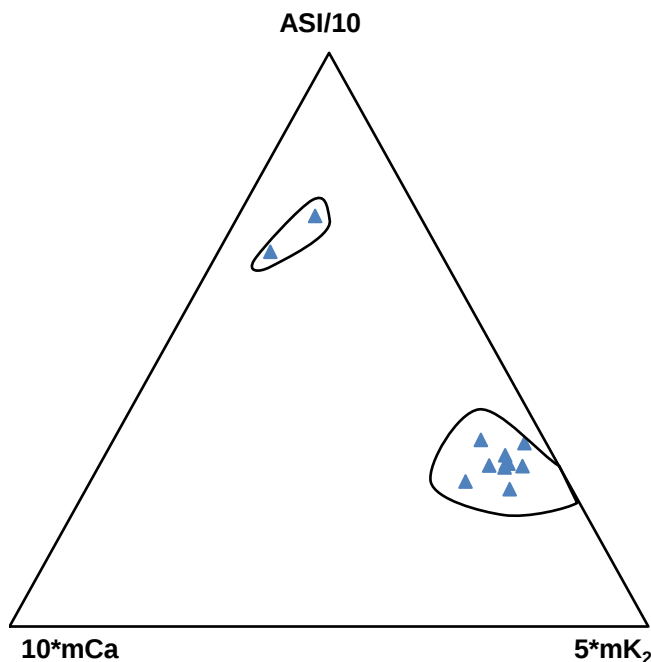
Ο γρανίτης της Αρναίας ορίζεται ως μετα-ορογενετικός, δημιουργημένος από εφελκυστικές τάσεις ηπειρωτικού περιθωρίου. Η πιθανή προέλευση του είναι φλοιική, εξαιτίας του αρχικού ισοτοπικού λόγου Sr που βρέθηκε σε γεωχημικές αναλύσεις (0,709-0,7202). Εξετάζοντας την φλοιική προέλευση του, υπάρχουν πολλά μοντέλα γένεσης, ωστόσο, όλα υποδεικνύουν χαμηλή συμμετοχή νερού και συγκέντρωση οξυγόνου καθώς και υψηλές θερμοκρασίες (>900°C). Το πρωταρχικό μάγμα του γρανίτη της Αρναίας έχει αναφερθεί ως αποτέλεσμα μερικής τήξης τοναλιτικής πηγής (Poli et al., 2007). Επίσης, το σύμπλεγμα της Αρναίας εμφανίζει όμοια χαρακτηριστικά με πειραματικά τήγματα των Skjerlie and Johnston (1993), επομένως μπορεί να θεωρηθεί ότι το πρωταρχικό μάγμα της γρανιτικής εμφάνισης δημιουργήθηκε κι αυτό σε συνθήκες πίεσης 10kb, θερμοκρασίες υψηλότερες από 975°C, και βαθμό μερικής τήξης περίπου 30%. Τέλος, ένα διαφορετικό μοντέλο προέλευσης του μάγματος της Αρναίας υποδεικνύει προέλευση χαρνοκιτικής πηγής (Poli et al., 2007).

#### 6.2.3.3. Γρανίτης Δεσκάτης

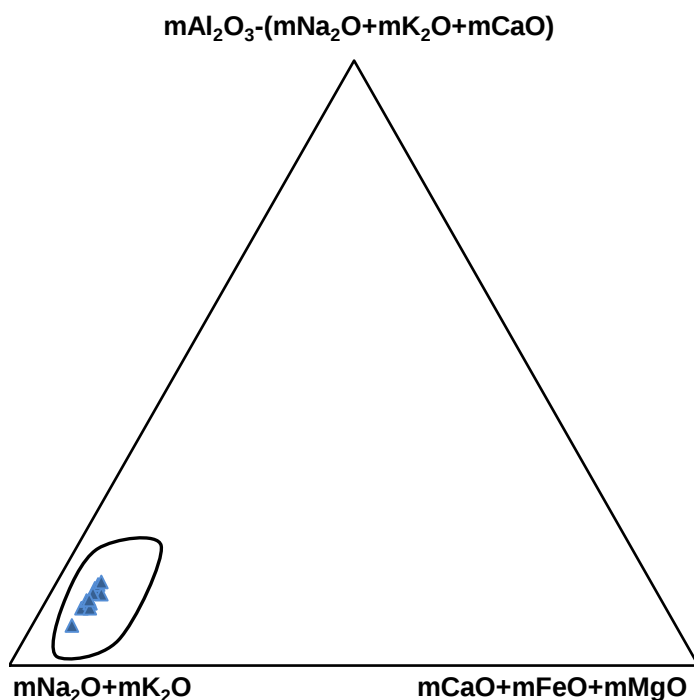
Και στην περίπτωση του γρανίτη της Δεσκάτης, η μερική τήξη φλοιικών πετρωμάτων είναι αυτή που προτείνεται ως διαδικασία προέλευσης (Κορωνάιος κ.α., 2015). Σε σχέση με άλλα γρανιτικά πετρώματα στην Ελλάδα (Baltatzis et al., 1992, Katerinopoulos et al., 1992) ο γρανίτης της Δεσκάτης έχει εντονότερες αρνητικές ανωμαλίες Ba, Sr, Nb, P και Ti. Ο μέσος ηπειρωτικός φλοιός έχει αρκετά διακριτές αρνητικές ανωμαλίες για αυτά τα στοιχεία (Jones et al., 1992), έτσι μπορούμε να υποθέσουμε μία μεγάλη συμμετοχή του φλοιού στη σύνθεση του μητρικού μάγματος. Επίσης, συγκρίνοντας το γρανίτη με πειραματικά τήγματα φλοιικών πρωτολίθων, προκύπτει πως η προέλευση της γρανιτικής εμφάνισης της Δεσκάτης είναι προϊόν μερικής τήξης είτε υπεραργίλικού γνευσίου, σε συνθήκες 3kbar και T=800°C, (Holtz and Johannes, 1991) είτε όξινου χαρνοκίτη και γρανατούχου γρανουλίτη υπό συνθήκες P=6,9kbar και T=950°C (Beard et al., 1994, Κορωνάιος κ.α., 2015).

#### 6.2.3.4 Γρανίτης Άρδασσας

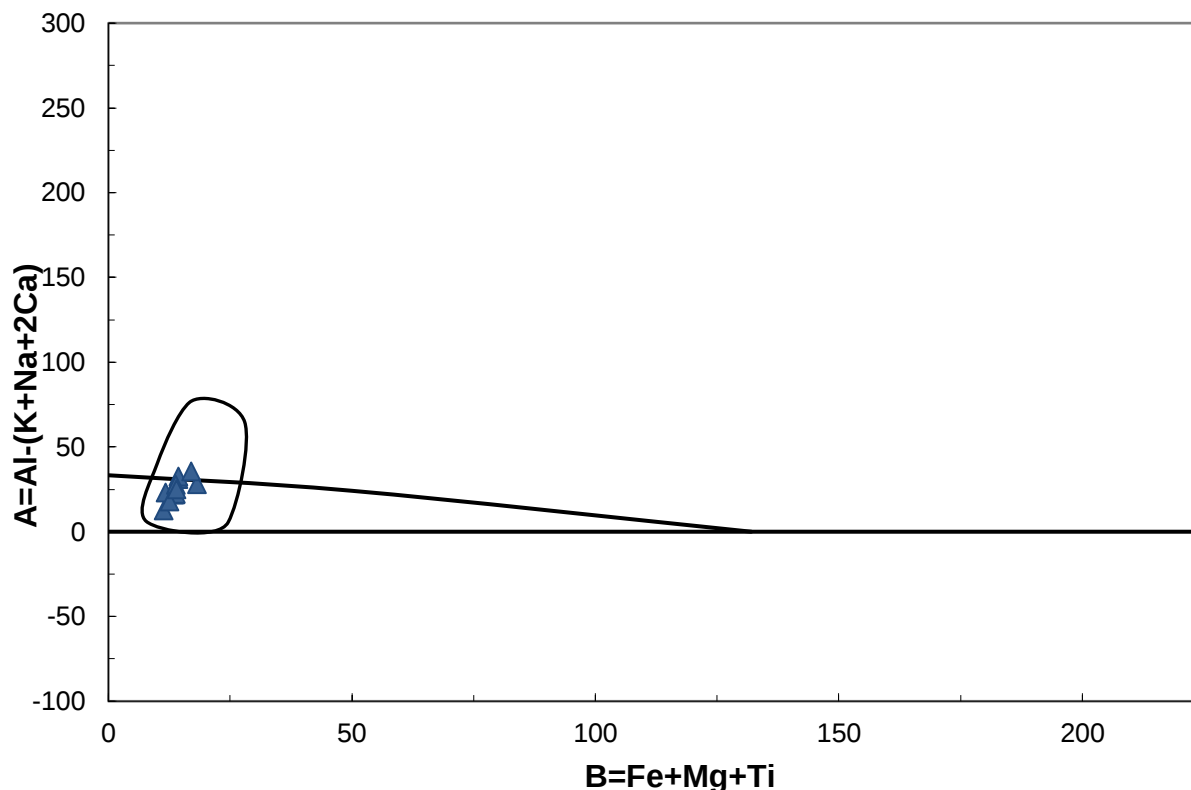
Εξετάζοντας τα γεωχημικά χαρακτηριστικά του γρανίτη της Άρδασσας, το μοντέλο που συσχετίζεται καλύτερα με τα γνωρίσματα της γρανιτικής εμφάνισης είναι αυτό της μερικής τήξης που πρότειναν οι Whalen et al. (1987). Θεωρείται, δηλαδή, πως οι ανορογενετικοί γρανίτες (όπως έχουν προσδιοριστεί και αυτοί της Άρδασσας από τον Alagna, 2006) προκύπτουν από πρωταρχικά μάγματα με μερική τήξη, από πετρώματα κατώτερου φλοιού, σχετικά άνυδρης πηγής (Barker et al., 1975, Collins et al., 1982, Anderson et al., 1983, Jackson et al., 1984). Με σκοπό να περιοριστούν οι πιθανές πηγές προέλευσης, τα δείγματα του γρανίτη της Άρδασσας απεικονίζονται στα διαγράμματα 6.8, 6.9 και 6.10 σε περιοχές που προβάλλονται και πειραματικά δεδομένα, τα οποία προέκυψαν από πειράματα τήξης πρωτολίθων φλοιού. Τα δείγματα εμφανίζονται στο ίδιο πεδίο με πειραματικά τήγματα με  $\text{SiO}_2 = 74 - 77\%$  (παρόμοιο ποσοστό με τα δείγματα του γρανίτη της Άρδασσας) από γενυσίους κάτω από πίεση  $P=3-6,9\text{kbar}$   $T=800-975^\circ\text{C}$ , από μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους κάτω από πίεση  $P=6\text{kbar}$  και θερμοκρασία  $T=900^\circ\text{C}$ , από γραουβάκες κάτω από πίεση  $P=4\text{kbar}$  και  $T=900^\circ\text{C}$  και από πηλίτες κάτω από πίεση  $P=5-12,5\text{kb}$  και θερμοκρασία  $T=850-925^\circ\text{C}$ .



Σχήμα 6.8: Προβολή των δειγμάτων του γρανίτη της Άρδασσας στο τριγωνικό διάγραμμα  $\text{ASI}/10\text{-}10\text{CaO-}5\text{K}_2\text{O (molar)}$ . Στην περιοχή που περικλείεται από τη συνεχή γραμμή προβάλλονται πειραματικά δεδομένα τηγμάτων διαφορετικών πρωτολίθων του φλοιού (βλ. λεπτομέρειες στο κείμενο). (Holtz and Johannes, 1991, Skjerlie and Johnston, 1993, Beard et al., 1994, Carrington and Watt, 1995, Montel and Vielzeuf, 1997). Συμβολισμός όπως σχήμα 2.1.



Σχήμα 6.9: Προβολή των δειγμάτων του γρανίτη της Άρδασσας στο τριγωνικό διάγραμμα ( $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) + \text{CaO}$ )(molar) -  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (molar) -  $(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO})$ (molar). Στην περιοχή που περικλείεται από τη συνεχή γραμμή προβάλλονται πειραματικά δεδομένα τηγμάτων διαφορετικών πρωτολίθων του φλοιού (Holtz and Johannes, 1991, Skjerlie and Johnston, 1993, Beard et al., 1994, Montel and Vielzeuf, 1997, Auzanneau et al., 2006). Συμβολισμός όπως σχήμα 2.1.



Σχήμα 6.10: Προβολή των δειγμάτων του γρανίτη της Άρδασσας στο διάγραμμα A-B των Debon and Le Fort (1983). Στην περιοχή που περικλείεται από τη συνεχή γραμμή προβάλλονται τα πειραματικά δεδομένα τηγμάτων διαφορετικών πρωτολίθων του φλοιού (Beard and Lofgren, 1991, Johannes and Holtz 1991, Rapp and Watson, 1995, Patino Douce and Beard, 1996, Patino Douce, 1997, Montel and Vielzeuf, 1997). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.1.

### Σύγκριση

Συγκρίνοντας τις απόψεις που έχουν ειπωθεί για την προέλευση του μάγματος από τις τέσσερις γρανιτικές εμφανίσεις, προκύπτουν κοινά σημεία. Αποτελούν όλες προϊόν μερικής τήξης πετρωμάτων του φλοιού. Εκτός από το γρανίτη της Άρδασσας, η σύσταση της πηγής των υπολοίπων γρανιτών θεωρείται τοναλιτική. Τέλος, σε κάθε γρανιτικό σύμπλεγμα, οι συνθήκες της πηγής είναι άνυδρες και οι θερμοκρασίες υψηλές ( $>900^{\circ}\text{C}$ ). Επομένως, και οι τέσσερις γρανίτες παρουσιάζουν ισχυρές ομοιότητες ως προς την προέλευση του μάγματός τους.

## 7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Μελετήθηκαν από πετρογραφική και γεωχημική άποψη γρανιτικά πετρώματα από τέσσερις περιοχές.

1. Οι τέσσερις γρανιτικές εμφανίσεις που μελετώνται βρίσκονται εκατέρωθεν της ζώνης Αξιού. Διεισδύουν μέσα σε συμπλέγματα μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής Μάζας (Κερκίνη και Αρναία) και της Πελαγονικής Ζώνης (Δεσκάτη και Άρδασσα).
2. Οι γρανίτες Κερκίνης, Αρναίας και Άρδασσας έχουν ως ηλικίες κρυστάλλωσης 247, 243 και 257 εκατ. χρόνια, αντίστοιχα. Στην περίπτωση της Δεσκάτης, η ηλικία κρυστάλλωσης της εκτιμάται πως είναι ανωπροτεροζωϊκή. Αξίζει επίσης να σημειωθεί η παρουσία ηλικιών 700 εκατ. χρόνια (περίπου) στα περιβάλλοντα πετρώματα τόσο της Δεσκάτης όσο και της Άρδασσας. Επειδή θεωρήθηκε πως τα ζirkόνια των 700 εκατ. χρόνων της Δεσκάτης μπορεί να είναι κληρονομημένα, συμπεριλαμβάνεται στη συγκριτική αυτή μελέτη μαζί με τους Περμοτριάδικους γρανίτες. Επομένως, όλοι οι γρανίτες λογίζονται ως Περμοτριάδικοί.
3. Τα πετρώματα που εξετάστηκαν ταξινομούνται κυρίως ως αλκαλιγρανίτες. Τα πετρώματα είναι λευκοκρατικά με πρασινωπή χροιά, λόγω της χλωριτίωσης, και μεσόκοκκα έως αδρόκοκκα. Τα κύρια πρωτογενή ορυκτά τους είναι χαλαζίας, καλιούχοι άστριοι, αλβίτης και μαρμαρυγίες (λευκός μαρμαρυγίας και βιοτίτης). Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται αλλανίτης, απατίτης, ζirkόνιο και τιτανίτης. Χαρακτηριστική είναι η παρουσία του φθορίτη ως επουσιώδες ορυκτό στα συμπλέγματα της Κερκίνης και της Αρναίας. Τα δευτερογενή ορυκτά που εμφανίζονται είναι επίδοτο, χλωρίτης και σερίκίτης, και στην περίπτωση της Δεσκάτης ακτινόλιθος.
4. Οι μεταβολές των οξειδίων των κύριων στοιχείων από τα δείγματα των γρανιτών στις τέσσερις περιοχές παρουσιάζουν κοινά στοιχεία. Τα περισσότερα οξείδια έχουν την τάση να μειώνονται με την αύξηση του  $\text{SiO}_2$ , κυρίως γραμμικά, και οι γρανίτες των τεσσάρων περιοχών παρουσιάζουν παρόμοιες περιεκτικότητες σε κάθε οξείδιο. Ωστόσο, εμφανίζονται και μικρές εξαιρέσεις. Συγκεκριμένα, διαφοροποιούνται τα δύο δείγματα της Καστανούσας (MP12, MP13), εμφανίζοντας υψηλότερες περιεκτικότητες σε  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  και  $\text{P}_2\text{O}_5$  και χαμηλότερες σε  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Επίσης, δύο δείγματα της Άρδασσας (KR-1, KR-4) τα οποία μπορούν να χαρακτηριστούν ομάδα χαμηλού καλίου καθώς εμφανίζουν μικρότερα ποσοστά  $\text{K}_2\text{O}$  από τα υπόλοιπα δείγματα της Άρδασσας και είναι εμπλουτισμένα σε  $\text{Na}_2\text{O}$ . Τέλος, τα δείγματα από το γρανίτη της Αρναίας ARN12, ARN13, ARN14 παρουσιάζουν υψηλές περιεκτικότητες σε  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  και  $\text{P}_2\text{O}_5$  και χαμηλότερες σε  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  και τα ARN20, ARN21 διαθέτουν χαμηλότερα ποσοστά  $\text{TiO}_2$  και υψηλότερα ποσοστά  $\text{P}_2\text{O}_5$ .
5. Τα γρανιτικά πετρώματα είναι πλούσια σε αλκάλια και υπεραργιλικά.
6. Τα δείγματα από τις γρανιτικές εμφανίσεις των περιοχών μελέτης παρουσιάζουν παρόμοια τάση στις μεταβολές των ιχνοστοιχείων σε σχέση με το  $\text{SiO}_2$ . Είτε μειώνονται με την ταυτόχρονη αύξηση του  $\text{SiO}_2$  είτε εμφανίζουν διασπορά ως προς τις περιεκτικότητες τους σε ιχνοστοιχεία. Ωστόσο, διαφοροποιούνται τα δείγματα ARN20 και ARN21 από τον γρανίτη της Αρναίας, καθώς εμφανίζουν υψηλότερα ποσοστά σε V, Cr και Co, σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα των γρανιτικών συμπλεγμάτων. Επίσης, τα δείγματα της Δεσκάτης εμφανίζονται εμπλουτισμένα σε Nb, Ta, Ga και διαθέτουν χαμηλότερες περιεκτικότητες σε U. Τέλος, τα δείγματα της Καστανούσας (MP12, MP13) παρουσιάζουν αυξημένες συγκεντρώσεις σε Rb και Sr.

7. Σε όλα τα πετρώματα, οι ελαφρές σπάνιες γαίες είναι πιο εμπλουτισμένες από τις βαριές, εκτός από ένα δείγμα της Δεσκάτης (DESK14) που εμφανίζει αντίθετη τάση. Η συντριπτική πλειοψηφία των δειγμάτων παρουσιάζει αρνητική ανωμαλία Eu. Θετική ανωμαλία εμφανίζει μόνο ένα δείγμα από τη γρανιτική εμφάνιση της Δεσκάτης.
8. Στα πολυστοιχειακά διαγράμματα ιχνοστοιχείων τα δείγματα παρουσιάζουν αρνητικές ανωμαλίες Ba και Sr που υποδεικνύουν αυξημένη συμμετοχή φλοιού στον χημισμό της πηγής του μάγματος. Επίσης, παρατηρήθηκαν θετικές ανωμαλίες Pb, Nd, Rb και K, καθώς και αρνητική ανωμαλία Nb, Ti, οι οποίες συνήθως υποδηλώνουν μάγματα σχετιζόμενα με ζώνες κατάδυσης.
9. Οι γρανίτες των τεσσάρων περιοχών είναι ανορογενετικοί, ενδοπλακικοί, υψηλού K και συγκεντρώνουν χαρακτηριστικά A-τύπου. Ειδικότερα, ανήκουν στην ομάδα A2 κατά Eby (1990 & 1992), επομένως θεωρούνται μετα-ορογενετικοί γρανίτες και υποδεικνύουν μάγματα υψηλής ροής θερμότητας.
10. Σύμφωνα με τις απόψεις που έχουν διατυπωθεί για την προέλευση του μάγματος των γρανιτών Κερκίνης, Αρναίας και Δεσκάτης, προκύπτει πως αποτελούν προϊόν μερικής τήξης πετρωμάτων του φλοιού. Η σύσταση της πηγής θεωρείται τοναλιτική και σε κάθε γρανιτικό σύμπλεγμα, οι συνθήκες της πηγής είναι άνυδρες και οι θερμοκρασίες υψηλές ( $>900^{\circ}\text{C}$ ). Αναφορικά με την Άρδασσα, το μάγμα μπορεί να προέρχεται από γνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους, γραουβάκες ή πηλίτες, υπό υψηλές θερμοκρασίες τήξης.
11. Επομένως, και οι τέσσερις πλουτωνικές εμφανίσεις των περιοχών μελέτης έχουν χαρακτηριστικά A-τύπου γρανιτών, οι τρεις είναι σίγουρα Περμοτριάδικοί ενώ πιθανόν και η Δεσκάτη είναι επίσης Περμοτριάδικής ηλικίας και βρίσκονται εκατέρωθεν της ζώνης Αξιού. Ο χημισμός τους σε συνδυασμό με την ηλικία και την θέση τους οδηγεί στο συμπέρασμα πως αυτοί πιθανώς είναι αποτέλεσμα διάρρηξης ηπειρωτικού φλοιού. Συγκεκριμένα, είναι πιθανό αποτέλεσμα της ηπειρωτικής διάρρηξης Περμοτριάδικής ηλικίας που οδήγησε στο Περμοτριάδικο άνοιγμα του ωκεανού του Αξιού.



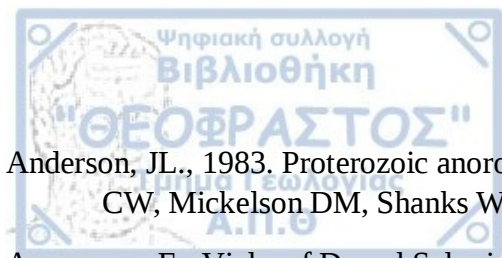
## 8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

### ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

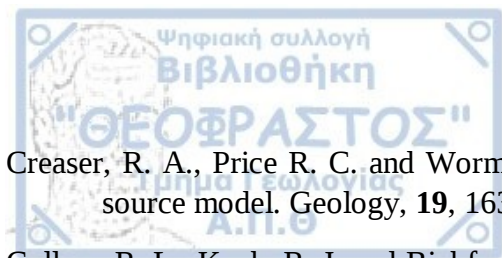
- Oladeji, A., 1997. Η έρευνα του γρανίτη της Αρναίας Νομού Χαλκιδικής, από γεωλογική και πετρογραφική άποψη, μη δημοσιευμένη Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 181 σ.
- ΙΓΜΕ, 1982. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, Φύλλο «ΣΙΑΤΙΣΤΑ».
- ΙΓΜΕ, 1987. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, Φύλλο «ΔΕΣΚΑΤΗ».
- Κορωνάιος, Α., Παλαιολόγου, Μ., Poli, G. και Χριστοφίδης, Γ., 2015. Γεωχημεία και γένεση του γρανίτη της Δεσκάτης (Θεσσαλία). Επιστημονική Επετηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, **103**, 27-30.
- Κορωνάιος, Α., Σολδάτος, Τ., Χριστοφίδης, Γ. και Γερούκη, Φ., 2000. Συγκριτική Γεωχημική μελέτη πλουτωνιτών της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης. Πρακτικά 1<sup>ου</sup> Συνεδρίου της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας Ορυκτολογίας και Γεωχημείας της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 243-260.
- Μουντράκης, Δ., 1983. Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Πραγματεία για Υψηγεία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 289 σ.
- Μουντράκης, Δ., 2010. Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 321 σ.
- Παλαιολόγου, Μ., 2014. Γεωχημεία και γένεση του γρανίτη της Δεσκάτης (Θεσσαλία). Πτυχιακή εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ, 68 σ.
- Πεταρούδα, Δ., 2015. Γεωχημεία, πετρογένεση και χρονολόγηση του λευκογρανίτη της Άρδασσας (Δυτική Μακεδονία). Πτυχιακή εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ, 47 σ.

### ΞΕΝΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

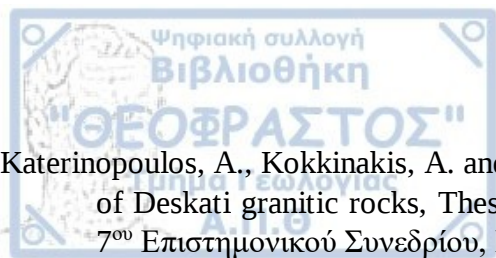
- Alagna, K., E., 2006. Geocronologia U-Pb su zirconi tramite spettrometria di massa accoppiata ad ablazione laser: sviluppo della metodologia e applicazione ai plutoni di Ardassa e Deskati (Grecia Nord-Occidentale), unpublished Ph.D thesis, University of Perugia, 161 p.
- Anders, B., Reischmann, T., Kostopoulos, D. and Poller, U., 2006. The oldest rocks of Greece: first evidence for a Precambrian terrane within the Pelagonian Zone. Geol. Mag., **143** (1), 41-58.
- Anders, B., Reischmann, T., Poller, U. and Kostopoulos, D., 2005. Age and origin of granitic rocks from the eastern Vardar Zone: new constraints on the evolution of the Internal Hellenides. J. Geol. Soc. Lond., **162**, 857–870.



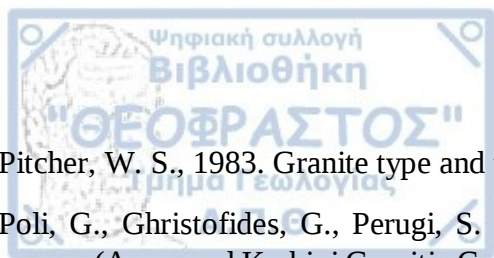
- Anderson, J.L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: Medaris LG, Byers CW, Mickelson DM, Shanks WC (eds) Proterozoic geology. Geol. Soc. Am. Mem., **161**, 133-154.
- Auzanneau E., Vielzeuf D. and Schmidt M. W., 2006. Contrib. Mineral. Petrol., **152**, 125-148.
- Bailey, D. K., 1978. Continental rifting and mantle degassing. Neumann ER., Ramberg I.B. (eds) Petrology and Geochemistry of Continental Rifts. NATO Advanced Study Institutes Series (Series C — Mathematical and Physical Sciences), **36**, Springer, Dordrecht, 1-13.
- Baltatzis, E., Esson, J. and Mitropoulos, P., 1992. Geochemical characteristics and petrogenesis of the main granitic intrusions of Greece: an application of trace element discrimination diagrams. Min. Mag., **56**, 487-501.
- Barker, F., Wones, DR., Sharp, WN. and Desborough, GA., 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. Precambrian Res., **2**, 97-160.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, **48**, 43-55.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. J. Petrol., **32** (2), 365-401.
- Beard, J. S., Lofgren, G. E., Sinha, A. K. and Tollo, R. P., 1994. Partial melting of apatite-bearing charnokite, granulite and diorite: Melt compositions, restite mineralogy and petrologic implications. J. Geoph. Res., **99** (B11), 21591-21603.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, **97** (1-2), 1-29.
- Carrington, D. P. and Watt, G. R., 1995. A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. Chemical Geology, **122** (1-4), 59-76.
- Chapell, B. W. and White, A. J. R., 1974. Two contrasting types of granites. Pacific Geology, **8**, 113-114.
- Christofides, G., Koroneos, A., Liati, A. and Kral, J., 2006. The A-type Kerkini granitic complex in north Greece: Geochronology and geodynamic implications. Proceedings of XVIII<sup>th</sup> Congress of the Carpathian – Balkan Geological Association, 3 – 6 September 2006, Belgrade, Serbia, 61-64.
- Christofides, G., Koroneos, A., Pe-Piper, G., Katirtzoglou, K. and Chatzikirkou, A., 1999. Pre-Tertiary A-Type magmatism in the Serbomacedonian massif (N. Greece): Kerkini granitic complex. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, **XXXIII**, 131-148.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R., 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. American Mineralogist, **71**, 317-324.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1982. Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. Contrib. Mineral Petrol., **80**, 189-200.



- Creaser, R. A., Price R. C. and Wormald, R. J., 1991. A-type granite revisited: assessment of residual source model. *Geology*, **19**, 163-166.
- Cullers, R. L., Koch, R. J. and Bickford, M. E., 1981. Chemical evolution of magmas in the Proterozoic terrane of the St. Francois Mountains, south-eastern Missouri: 2. Trace element data. *J. Geoph. Res.*, **86** (B11), 10388-10401.
- De Wet, A. P., 1989. Geology of part of the Chalkidiki Peninsula, Northern Greece, unpublished Ph.D. thesis, Wolfson College, Cambridge, 178 p.
- De Wet, A. P., Miller, J. A., Bickle, M. J. and Chapman, H. J., 1989. Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Tectonophysics*, **161**, 65-79.
- Douce, A. E. P. and Beard, J. S., 1996. Effects of P, f (O<sub>2</sub>) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *J. Petrol.*, **37** (5), 999-1024.
- Eby, G. N., 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26** (1-2), 115-134.
- Eby, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**, 641-644.
- Goodmann, R.J., 1972. The distribution of Ga and Rb in coexisting groundmass and phenocryst phases at some basic volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 303-307.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C (eds) *Collision Tectonics*. *J. Geol. Soc. Lond.*, **19**, 67-81.
- Himmerkus, F., Reischmann, T. and Kostopoulos, D., 2009b. Triassic riftrelated meta-granites in the Internal Hellenides, Greece. *Geol. Mag.*, **146**, 252-265.
- Holtz, F. and Johannes, W., 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H<sub>2</sub>O activities. *J. Petrol.*, **32** (5), 935-958.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 523-548.
- Jackson, H.R, Forsyth, D.A., Mudie, P. and Amos, C., 1984. Constraints on the Tectonic Origin of the Alpha Ridge. *Proc. Joint CMOS/CGU Meet.*, Dalhousie University, Dalhousie, N.B., 87 p.
- Jones, C. A., Tarney, J., Baker, J. and Gerouki, F., 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, N. Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic orogen. *Tectonophysics*, **210**, 1-21.
- Katerinopoulos, A., 1996. Mineralogy of the Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece. *Ann. Geol. Pays. Hell.*, **37**, 1141-1160.



- Katerinopoulos, A., Kokkinakis, A. and Kyriakopoulos, K., 1994. Petrology and chemical characteristics of Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Πρακτικά 7<sup>ου</sup> Επιστημονικού Συνεδρίου, Μάιος 1994, Θεσσαλονίκη, **XXX/3**, 79-88 σ.
- Katerinopoulos, A., Kyriakopoulos, K. and Markopoulos, T., 1992. Distribution in time and space of the acid plutonic complexes in Greece. International IGCP congress No 276. Paleozoic Geodynamic Domains and their Alpidic Evolution in Tethys, 1992, Granada, Spain.
- Katerinopoulos, A., Kyriakopoulos, K., Del Moro, A., Kokkinakis, A. and Giannotti, U., 1998. Petrology, Geochemistry and Rb/Sr Age Determination of Hercynian Granitic Rocks from Thessaly, Central Greece. *Chemie der Erde*, **58**, 64-79.
- Kockel, F., Mollat, H., and Walther, H. W., 1977. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 119 p.
- Koroneos, A., Gerouki, F., Soldatos, T. and Christofides, G., 2004. Comparative geochemical study of plutonites from the Northern Pelagonian zone. In Proc. 1st Coni. Commit. Econ. Geol., Mineral., Geoch., 243-260.
- Kostopoulos, D. K., Reischmann, T. and Sklavounos, S. A., 2001. Palaeozoic and Early Mesozoic magmatism and metamorphism in the Serbo-Macedonian Massif, central Macedonia, northern Greece. EUG XI Symposium, April 2001, Strasbourg, France, **LS03**, 318 p.
- Landenberger, B. and Collins, W. J., 1996. Derivation of A-type Granites from a Dehydrated Charnockitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *J. Petrol.*, **37** (1), 145-170.
- Loiselle, M. and Wones, D., 1979. Mineralogy and geochemical Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **11**, 468.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discriminations of granitoids. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **101**, 635-643.
- McDonough, W. F. and Sun, S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223-253.
- McDonough, W.F., Sun S.-S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W., 1992. Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1001-1012.
- Montel, J. M. and Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **128** (2-3), 176-196.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Mineralogy and Petrology*, **58**, 63-81.



- Pitcher, W. S., 1983. Granite type and tectonic environment. Symposium on mountain building, 19-40.
- Poli, G., Ghristofides, G., Perugi, S. and Triantafyllos, K., 2008. Early Triassic Granitic Magmatism (Arnea and Kerkini Granitic Complexes) in the Vertiskos Unit (Serbo-Macedonian Massif, North-Eastern Greece) and its significance in the Geodynamic Evolution of the area. *Acta Vulcanologica, Special Issue*, 28 p.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, **36** (4), 891-931.
- Reischmann, T., Kostopoulos, DK., Loos, S., Anders, B., Avgerinas, A. and Sklavounos, SA., 2001. Late Palaeozoic magmatism in the basement rocks southwest of Mt. Olympos, Central Pelagonian Zone, Greece: remnants of a Permo-Carboniferous magmatic arc. *Bull. Geol. Soc. Greece*, **34** (3), 985-993.
- Rollinson, H. R., 2014. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge, London, 380 p.
- Skjerlie, K. P. and Johnston, A. D., 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *J. Petrol.*, **34**, 785-815.
- Streckeisen, A. and LeMaitre, R. W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie*, **136**, 169-206.
- Sun, S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. *J. Geol. Soc. Lond.*, **42**, 313-345.
- The Geological Society of America (GSA), 2018. Geologic time scale, v. 5.0.
- Turner, S., Sandiford, M. and Foden, J., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism. *Geology*, **20** (10), 931-934.
- Vital, C., 1987. Mineralogical and petrographical investigations of the area between Arnea and Megali Panagia, Chalkidiki peninsula (northern Greece), unpublished diploma thesis, Switzerland, Swiss Federal Institute of Technology (ETH), 126 p.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral Petrol.*, **95**, 407-419.
- White, A. J. and Chappell, B. W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43** (1-2), 7-22.
- Zlatkin, O., Avigad, D. and Gerdes, A., 2014. Peri-Amazonian provenance of the Proto-Pelagonian basement (Greece), from zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopic geochemistry. *Lithos*, **184-187**, 379-392.