



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΑΡΙΑΣ Χ. ΠΑΛΑΙΟΛΟΓΟΥ

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ ΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΗΣ ΔΕΣΚΑΤΗΣ (ΘΕΣΣΑΛΙΑ)

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2014



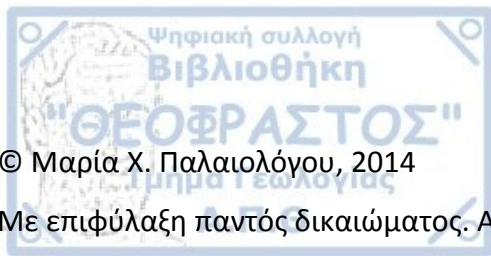
ΜΑΡΙΑΣ Χ. ΠΑΛΑΙΟΛΟΓΟΥ

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ ΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΗΣ ΔΕΣΚΑΤΗΣ (ΘΕΣΣΑΛΙΑ)

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας

Επιβλέπων Καθηγητής:

Αναπληρωτής Καθηγητής Κορωναίος Αντώνιος



ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ ΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΗΣ ΔΕΣΚΑΤΗΣ (ΘΕΣΣΑΛΙΑ)

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

Εισαγωγή	1
1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ	3
1.1. Γεωλογία Πελαγονικής	3
1.2. Γεωλογία περιοχής μελέτης	6
2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ-ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ	9
2.1. Ορυκτοχημεία βιοτιτών	19
3. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ	22
3.1. Γεωχημεία κύριων στοιχείων	22
3.2. Γεωχημεία ιχνοστοιχείων	30
3.3. Γεωχημεία σπανίων γαιών	36
3.4. Γεωχημεία πολυστοιχειακά διαγράμματα	37
4. ΗΛΙΚΙΑ	39
5. ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ	44
6. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	47
7. ΓΕΝΕΣΗ ΜΑΓΜΑΤΟΣ	52
8. ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	58
9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	60



Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματεύεται τη μελέτη της πετρογραφίας, γεωχημείας και πετρογένεσης του γρανίτη της Δεσκάτης, που τοποθετείται στην Πελαγονική Ζώνη. Σκοπός της εργασίας είναι η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη γένεση, την προέλευση και την ηλικία του.

Αναλυτικά, στο **πρώτο κεφάλαιο** περιγράφεται η γεωλογία ολόκληρης της ζώνης στην οποία ανήκει το πέτρωμα και μεμονωμένα της περιοχής στην οποία διεισδύει. Στο **δεύτερο κεφάλαιο**, περιγράφεται η πετρογραφία και η ταξινόμησή του, όπως έχουν προσδιοριστεί μέσω της μακροσκοπικής παρατήρησης, της μικροσκοπικής παρατήρησης και των διακριτικών διαγραμμάτων. Στο **τρίτο κεφάλαιο**, αναλύεται η γεωχημεία του γρανίτη με βάση τα διαγράμματα κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων, σπάνιων γαιών και τα πολυστοιχειακά διαγράμματα. Ακολουθεί στο **τέταρτο κεφάλαιο** η αναφορά της ηλικίας που έχει υπολογιστεί για το πέτρωμα από διάφορους ερευνητές. Έπειτα, στο **πέμπτο κεφάλαιο** μελετάται η προέλευση του μάγματος, στο **έκτο κεφάλαιο** το γεωτεκτονικό περιβάλλον του πετρώματος και στο **έβδομο κεφάλαιο** η γένεση του μάγματος. Στο τέλος της εργασίας, στο **όγδοο κεφάλαιο**, ακολουθεί η συζήτηση και τα συμπεράσματα που προέκυψαν και στο **ένατο κεφάλαιο** βρίσκεται η βιβλιογραφία που χρησιμοποιήθηκε.

Ο αναπληρωτής καθηγητής Α. Κορωναίος ήταν ο επιβλέπων της διπλωματικής αυτής εργασίας. Τον ευχαριστώ θερμά για την αμέριστη συμπαράσταση και βοήθεια που μου προσέφερε καθώς και για τις δημοσίευτες αναλύσεις των δειγμάτων που μου έδωσε.



Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στην Πελαγονική ζώνη (Σχήμα 1.1). Η Πελαγονική ζώνη με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ εκτείνεται από τη Γιουγκοσλαβία προς τους Ελληνικούς ορεινούς όγκους του Βόρα, του Βέρνου, του Βερμίου, των Πιερίων, του Ολύμπου, του Πηλίου και της Βόρειας Εύβοιας, στη συνέχεια κάμπτεται προς τις Σποράδες και περιλαμβάνει τα νησιά Σκιάθο, Σκόπελο, Σκύρο. Πιθανή προέκταση της Πελαγονικής στο Αιγαίο είναι τα νησιά Οινούσες (Βόρεια της Χίου) από όπου η ζώνη περνάει στη Βόρεια Μικρά Ασία, πιθανόν στην περιοχή Σακάρυα που έχει αναλογα πετρώματα (Μουντράκης 2010). Έχουν εκφραστεί πολλές απόψεις από διάφορους ερευνητές για τη γεωλογική εξέλιξη και τοποθέτηση της ζώνης αυτής. Η άποψη που κυριαρχεί σήμερα θεωρεί την Πελαγονική ζώνη ως ηπειρωτικό τέμαχος, τμήμα της Κιμμερικής ηπείρου, το οποίο αποσπάστηκε από την Gondwana και εκατέρωθεν του οποίου αναπτύχθηκαν οι ωκεάνιες περιοχές της Παλαιο- και Νεο-Τηθύος (Μουντράκης 1983).

Σήμερα, γίνεται γενικά αποδεκτό ότι, η Πελαγονική ζώνη αποτελεί τεκτονικό κάλυμμα, η τοποθέτηση του οποίου χρονολογείται στο ανώτερο Ηώκαινο, τοποθετημένο πάνω στην ανθρακική ενότητα του Ολύμπου, ηλικίας Τριαδικού-Ηωκαίνου (Godfriaux 1968). Η ζώνη αυτή αποτελείται από τους κατώτερους προς τους ανώτερους ορίζοντες από (Μουντράκης 2007, Κίλιας & Μουντράκης 1989) :

α) ένα κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, Παλαιοζωικής ή και Προκάμβριας ηλικίας, πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Το υπόβαθρο αυτό αποτελείται κυρίως από γνεύσιους και αμφιβολίτες με εναλλαγές διμαρμαρυγιακών, αμφιβολιτικών και επιδοτιτικών σχιστολίθων.

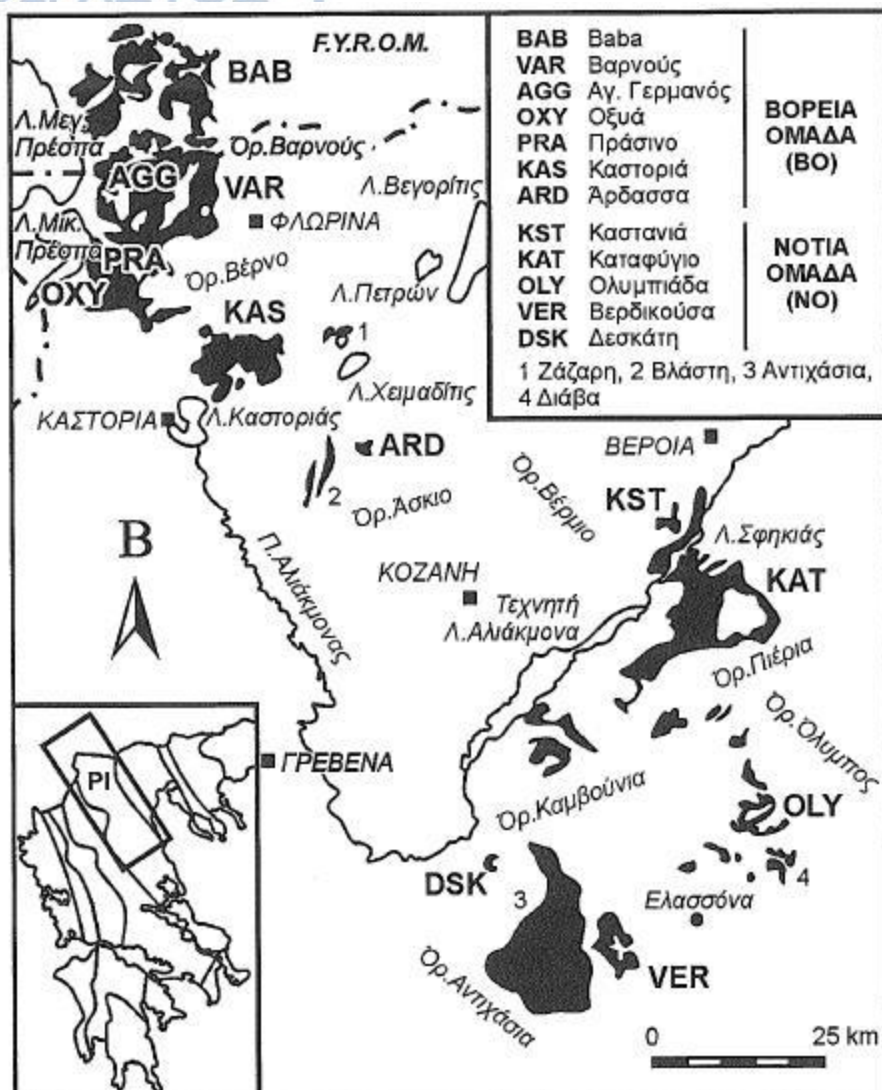
β) γνευσιωμένους γρανίτες, ηλικίας Άνω Λιθανθρακοφόρου, που αποτελούν μαγματικές διεισδύσεις μέσα στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και έχουν προκαλέσει φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής.

γ) μετακλαστικές ακολουθίες, αποτελούμενες από κλαστικά ιζήματα με παρεμβολές ηφαιστειακών υλικών, όξινων και βασικών λαβών καθώς και τόφφων, ηλικίας Περμίου έως Κάτω Τριαδικού.

δ) ανθρακικά καλύμματα, ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού, τα οποία αντιπροσωπεύουν την ιζηματογένεση ενός υβώματος. Τα ανθρακικά αυτά καλύμματα δέχτηκαν κατά την περίοδο του Άνω Ιουρασικού-Κάτω Τριαδικού την επίδραση μιας χαμηλής πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης.

ε) οφειόλιθους και συνοδά ιζήματα βαθιάς θάλασσας. Ο ορίζοντας αυτός εμφανίζει όλα τα πετρώματα της οφειολιθικής ακολουθίας (δουνίτες, χαρτσβουργίτες, γάββρους, νορίτες, pillow lavas), καθώς και κερατόλιθους, σχιστόλιθους, πελαγικούς ασβεστόλιθους και κλαστικά ιζήματα, που αποτελούν τα συνοδά ιζήματα.

στ) επικλυσιογενή ιζήματα, ηλικίας Μέσου-Άνω Κρητιδικού, που αποτελούνται από κροκαλοπαγείς και λατυποπαγείς ασβεστόλιθους και φλύσχη, ηλικίας Άνω Μαιστριχτίου-αρχές Παλαιοκαίνου. Τα ιζήματα αυτά τοποθετούνται με ασυμφωνία πάνω στους προϋπάρχοντες ορίζοντες.



Σχήμα 1.1: Πλουτωνικά πετρώματα της Βόρειας Πελαγονικής Ζώνης (PI). Κορωναίος κ.α. (2000).

Όσον αφορά την τεκτονική εξέλιξη έχουν αναγνωριστεί, με βάση τα πετρώματα του υποβάθρου, οι εξής ακόλουθες φάσεις (Μουντράκης 2007) :

- Παραμορφωτική φάση, Ερκύνιας ηλικίας, συμμεταμορφική με τη μεταμόρφωση του κρυσταλλοσχιστώδους σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής – αμφιβολιτικής φάσης. Σχημάτισε την πρώτη σχιστότητα S1 στα πετρώματα του υποβάθρου.
- Κατά τη διάρκεια της ορογενετικής περιόδου Άνω Ιουρασικού–Κάτω Κρητιδικού λαμβάνουν χώρα δύο φάσεις πτυχώσεων. Η πρώτη (JE1) είναι συμμεταμορφική, με διεύθυνση αξόνων ΒΔ-ΝΑ, ηλικίας Άνω

Ιουραϊκού (Vergely 1976). Την περίοδο αυτή σχηματίζεται και η δεύτερη σχιστότητα S₂, που αποτελεί και την κυρίαρχη σχιστότητα των πετρωμάτων. Η δεύτερη (JE₂) έλαβε χώρα κατά το Κάτω Κρητιδικό και έχει διεύθυνση αξόνων BBA-NNΔ (Mountrakis 1977, Κίλιας 1980, Vergely 1976).

- Στο διάστημα από το τέλος του Κρητιδικού μέχρι το Μέσο Ηώκαινο έλαβαν χώρα δύο φάσεις πτυχώσεων CT₁, γενικής αξονικής διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, και CT₂, αξονικής διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, οι οποίες δημιούργησαν μεγάλες πτυχές. Τέλος, στην περίοδο Ολιγοκαίνου–Μειοκαίνου, λαμβάνει χώρα η τελική παραμόρφωση των σχηματισμών CT₃, στη φάση του Πριαμπονίου, με διεύθυνση αξόνων ΒΔ-ΝΑ (Κίλιας 1980, Μουντράκης 1983).

1.2. Γεωλογία περιοχής

Τα πλουτωνικά πετρώματα της Δεσκάτης διεισδύουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας των Πιερίων-Καμβουνίων, ένα δομικό στοιχείο της Πελαγονικής μάζας (Katerinopoulos et al. 1994).

Η μάζα των Πιερίων-Καμβουνίων χαρακτηρίζεται από την κατώτερη ακολουθία της Ελασσόνας, η οποία συνίσταται από γνεύσιους και αμφιβολίτες με παρεμβολή μιγματιτών, και από την ανώτερη ακολουθία του Κεφαλόβρυσου, η οποία συνίσταται από σχιστόλιθους με παρεμβολές μεταβασιτών και μαρμάρων (Katerinopoulos et al. 1994).

Σύμφωνα με τους Κίλια & Μουντράκη (1989), η λιθολογική και τεκτονική μελέτη υποδεικνύει ότι οι γρανίτες διείσδυσαν στα μεταμορφωμένα πετρώματα πιθανότατα κατά το Άνω Ιουραϊκό–Κάτω Κρητιδικό (Katerinopoulos et al. 1994).

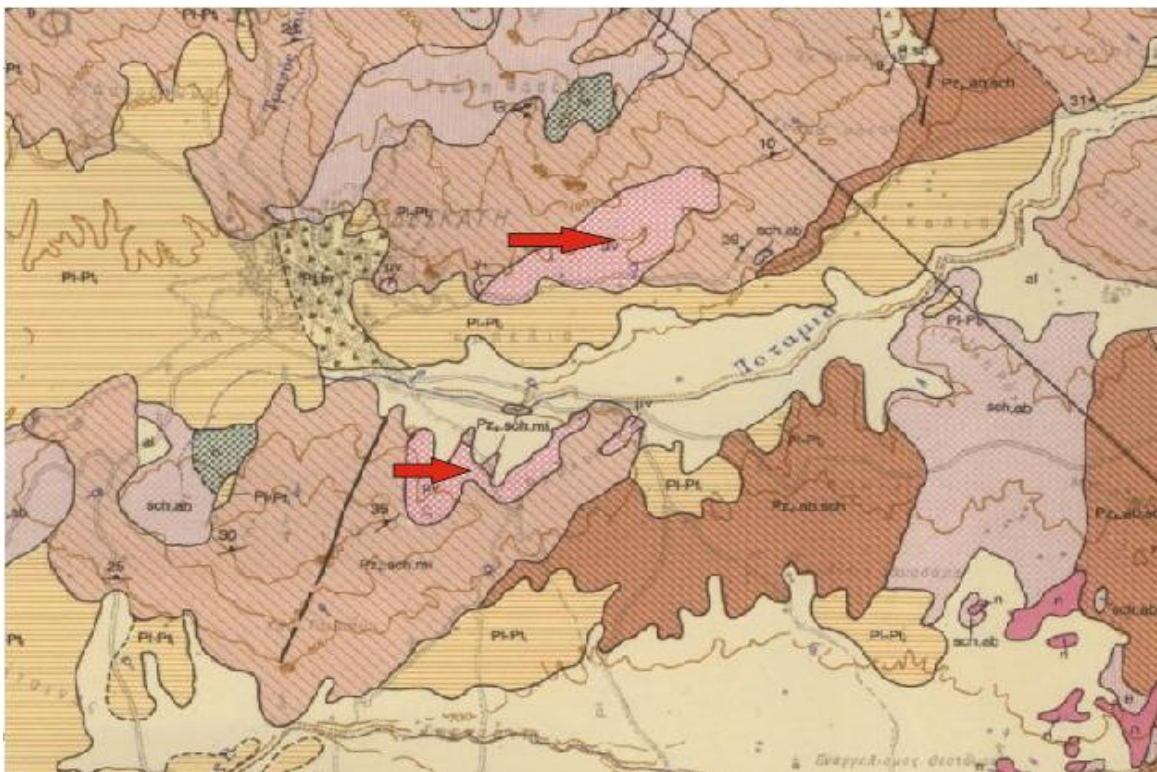
Κατά το Άνω Κρητιδικό–Παλαιόκαινο η μάζα των Πιερίων–Καμβουνίων επωθήθηκε πάνω στους μπλε σχιστόλιθους της ενότητας Αμπελάκια (Migiros 1983, Katsikatsos & al. 1986) και κατά το Άνω Ηώκαινο πάνω στις ανθρακικές μάζες του Ολύμπου–Όσσας, των Ριζωμάτων και της Κρανιάς (Katerinopoulos et al. 1994).

Ο γρανίτης της Δεσκάτης διεισδύει σε κρυσταλλικό προαλπικό υπόβαθρο ηλικίας Κατώτερου Παλαιοζωικού–Λιθανθρακοπερμίου (Κτενάς 1921, 1923, Kaufmann 1965, 1976, από Σταμάτης 1987 και Brunn 1956). (Σχήμα 1.2), το οποίο αποτελείται από γνεύσιους, γνευσιοσχιστόλιθους, σχιστόλιθους και χαλαζίτες που έχουν υποστεί μεταμόρφωση στα πλαίσια της πρασινοσχιστολιθικής

φάσης. Στα πετρώματα αυτά παρεμβάλλονται προαλπικά βασικά, κυρίως, καθώς και όξινα εκρηξιγενή πετρώματα.

Το κρυσταλλοσχιστώδες διακρίνεται σε δύο ορίζοντες (Σταμάτης 1987):

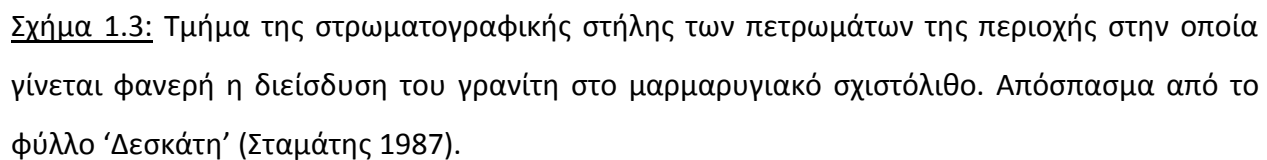
- Τον ανώτερο ορίζοντα, ο οποίος περιλαμβάνει μαρμαρυγιακούς – διμαρμαρυγιακούς και ακτινολιθικούς σχιστόλιθους, χαλαζίτες και ορθογνεύσιους. Κατά θέσεις παρατηρούνται φακοειδείς συγκεντρώσεις λευκού χαλαζία πάχους μερικών μέτρων. Το συνολικό πάχος είναι 2.500–3.000 m.
- Τον κατώτερο ορίζοντα, ο οποίος περιλαμβάνει σειρά γνευσίων, με ορατό πάχος 2.500–3.000 m.



Σχήμα 1.2: Διείσδυση του γρανίτη της Δεσκάτης σε κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο.

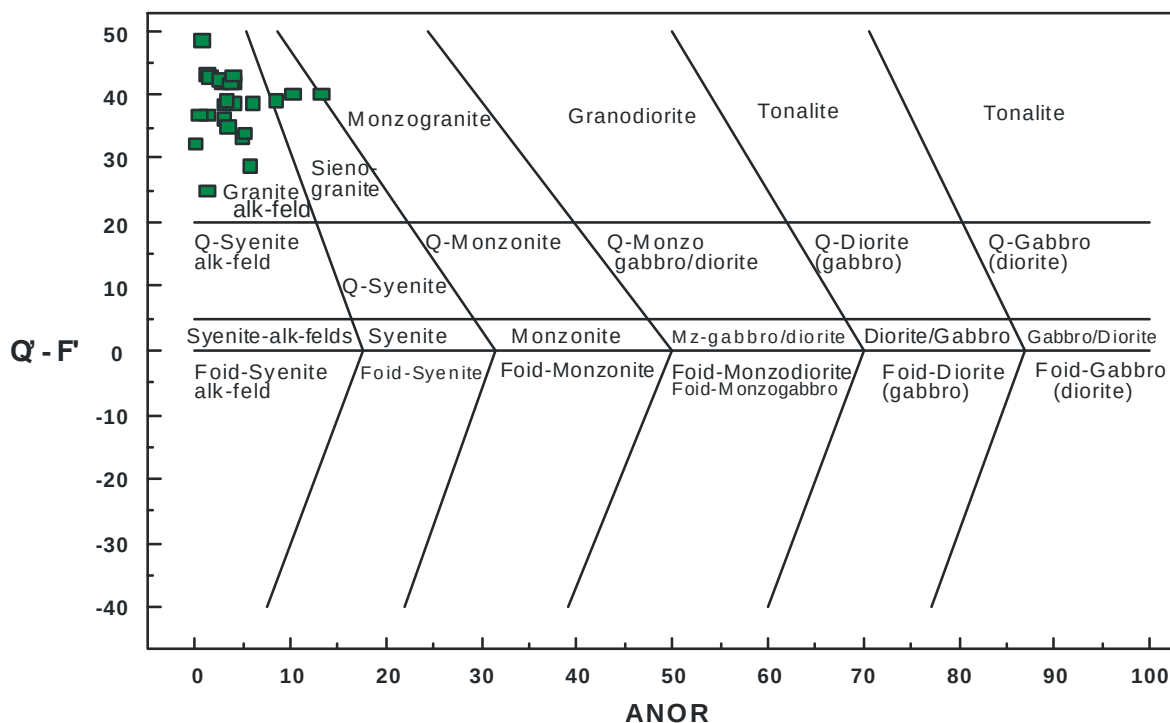
Απόσπασμα από το φύλλο 'Δεσκάτη' (Σταμάτης 1987).

Πιο συγκεκριμένα, ο γρανίτης διεισδύει στο μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο του ανώτερου ορίζοντα (Σχήμα 1.3), ο οποίος είναι μικρομεσοκρυσταλλικός, λεπτοσχιστώδης και έχει χρώμα κυρίως κιτρινότεφρο, τεφρό, καστανότεφρο και πρασινότεφρο. Μικροσκοπικά εμφανίζει λεπιδοβλαστικό–γρानοβλαστικό ιστό και σχιστοποιημένη–μικροπτυχωμένη υφή. Τα κύρια ορυκτολογικά



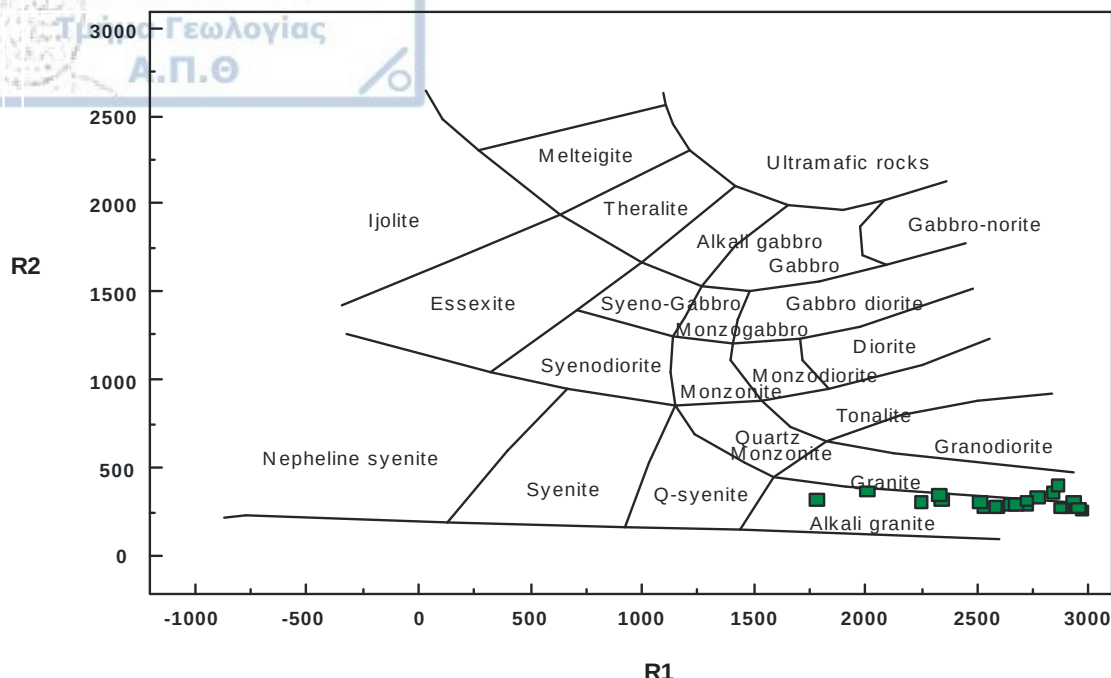
2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ – ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ

Για τον προσδιορισμό του πετρογραφικού τύπου των πετρωμάτων χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Q'-ANOR των Streckeisen & LeMaitre (1979) (Σχήμα 2.1), στο οποίο τα εξεταζόμενα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των αλκαλι-γρανιτών και τρία δείγματα στο πεδίο των γρανιτών (συνο-γρανιτών), και το διάγραμμα R1-R2 του De La Roche et al. (1980) (Σχήμα 2.2), στο οποίο προβάλλονται στα πεδία των γρανιτών και αλκαλι-γρανιτών.



Σχήμα 2.1: Διάγραμμα ταξινόμησης πλουτωνικών πετρωμάτων Q'-ANOR των Streckeisen & LeMaitre (1979). Προβάλλονται τα εξεταζόμενα δείγματα και συμβολίζονται με πράσινο τετράγωνο.

Στο ύπαιθρο, τα πετρώματα που μελετώνται εμφανίζονται ως μεγάλες μάζες, οι οποίες φέρουν πολλές διακλάσεις. Επίσης, σε ορισμένα σημεία εμφανίζονται μυλωνιτωμένα. Παρατηρήθηκε ότι περιέχουν ξενόλιθους βασικότερων πετρωμάτων και ότι διεισδύουν είτε στον οφθαλμογενεύσιο είτε σε άλλα μέλη του μεταμορφωμένου υποβάθρου (Σχήμα 2.3, 2.4).



Σχήμα 2.2: Διάγραμμα ταξινόμησης πλουτωνικών πετρωμάτων R1-R2 του De La Roche et al. (1980). Συμβολισμός όπως σχήμα 2.1.

Μακροσκοπικά, τα πετρώματα που εξετάστηκαν έχουν χρώμα λευκό έως τεφρόλευκο με πρασινωπή χροιά, εξαιτίας πράσινων κηλίδων που προέρχονται από τη χλωριτίωση, κυρίως του βιοτίτη, πορφυροειδή δομή και έντονη φολίδωση. Πρόσφατη μαγματική ή υδροθερμική δραστηριότητα προκάλεσε αποικοδόμηση των αστρίων και του βιοτίτη (Katerinopoulos et al. 1994). Έχουν υποστεί χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση και συναντώνται συχνά επιφανειακά αλλοιωμένα.

Μικροσκοπικά, τα πετρώματα είναι τεκτονισμένα σε βαθμό που επιτρέπει να διατηρηθεί η αρχική γρανιτική δομή τους (Katerinopoulos et al. 1994). Ως κύρια πρωτογενή ορυκτά συστατικά τους αναγνωρίζονται οι καλιούχοι άστριοι, ο χαλαζίας, το πλαγιόκλαστο και ο βιοτίτης, ενώ ως επουσιώδη ορυκτά αλλανίτης, ζirkόνιο, ακτινόλιθος, απατίτης, τιτανίτης και χλωρίτης. Στα δευτερογενή ορυκτά περιλαμβάνονται ορυκτά της ομάδας του επιδότου, μοσχοβίτης, σπινέλλιος, γρανάτης και ανακρυσταλλωμένος χαλαζίας. Ο ιστός είναι κυρίως κοκκώδης-πορφυροειδής και σπάνια πορφυρο-λεπιδοβλαστικός και η υφή συμπαγής και ακανόνιστη.

Συσσωματώματα με τη μορφή φλεβών που περιλαμβάνουν πρωτογενή χαλαζία, μικρούς κόκκους καλιούχων αστρίων, μοσχοβίτη και δευτερογενή ορυκτά προσανατολίζονται παράλληλα με τις



Σχήμα 2.3: Ξενόλιθος μέσα στο γρανίτη. Μακροσκοπική εικόνα.



Σχήμα 2.4: Γρανίτης που περιέχει ξενόλιθο. Μακροσκοπική εικόνα.

επιφάνειες φολίδωσης, παίρνοντας τη μορφή τόξων γύρω από τους πορφυροκλάστες. Το μέγεθος των κρυστάλλων μεταξύ πορφυροκλαστών και κρυπτοκρυσταλλικής μάζας ποικίλει, χωρίς να καθίσταται κάποιο μέγεθος κυρίαρχο (Katerinopoulos et al. 1994).

Τα κύρια χαρακτηριστικά των ορυκτών συστατικών είναι:

Χαλαζίας

Ο χαλαζίας είναι το πιο άφθονο ορυκτό συστατικό των πετρωμάτων που μελετώνται. Ο πρωτογενής χαλαζίας εμφανίζεται με τη μορφή ακανόνιστων ισοδιαμετρικών έως ασθενώς επιμηκυσμένων κόκκων, πορφυροκλαστών ή οβάλ σχήματος πορφυροκλαστικών συσσωματωμάτων, αποτελούμενων από κόκκους τυχαία διατεταγμένους, έως 1mm σε μέγεθος. Τεκτονικές διεργασίες προκάλεσαν έντονη κυματοειδή κατάσβεση (Σχήμα 2.5) και διαξονικό οπτικό χαρακτήρα. Μικροί κόκκοι χαλαζία, οι οποίοι περιλαμβάνονται σε αλβιτικούς κρυστάλλους κατά μήκος των επιφανειών διδυμίας ή σχισιμάτων, είναι το αποτέλεσμα της αποικοδόμηση του συστατικού του ανορθίτη από το αρχικό πλαγιόκλαστο (Katerinopoulos et al. 1994).

Ο ανακρυσταλλωμένος χαλαζίας εμφανίζεται με τη μορφή μικρών κόκκων με ακανόνιστα, αλληλοδιαπερνούμενα άκρα (Σχήμα 2.6, 2.7). Αυτοί οι κόκκοι είναι περισσότερο επιμηκυμένοι από τους πρωτογενείς και προσανατολίζονται με το μεγάλο τους άξονα παράλληλο στον άξονα b και τους οπτικούς τους άξονες στο επίπεδο ac της δομής τους. Γενικά, παρουσιάζουν κανονική έως ασθενή κυματοειδή κατάσβεση (Katerinopoulos et al. 1994).

Καλιούχος Άστριος

Οι καλιούχοι άστριοι εμφανίζονται με τη μορφή μεγάλων κρυστάλλων ορθοκλάστου, συνήθως περθιτωμένων (Σχήμα 2.8). Ορισμένοι κρύσταλλοι εμφανίζουν σωσσυριτίωση και σερικιτίωση (Σχήμα 2.9).

Ο μικροκλινικός περθίτης (Or = 95,05 – 97,28%) είναι ο κυρίαρχος καλιούχος άστριος. Είναι παρόν με τη μορφή πορφυροκλαστών μέχρι 1cm σε μήκος ή με τη μορφή αλλοτριόμορφων κόκκων μέχρι 100μ. Οι μεγαλύτεροι μικροκλινικοί κόκκοι παρουσιάζουν μικροκλινική διδυμία (Σχήμα 2.10), καθώς και απλή διδυμία Carlsbad, ενώ οι μικρότεροι κόκκοι συνήθως δεν παρουσιάζουν διδυμία, γεγονός που υποδεικνύει μια εκλεκτική ανακρυστάλλωση των γειτονικών τους κόκκων (Katerinopoulos et al. 1994).

Οι αλβιτικοί περθίτες είναι πολύ συνήθεις, ιδιαίτερα με τη μορφή περθιτικών φλεβών. Τα αλβιτικά εγκλείσματα είναι επίσης συνηθισμένα, ενώ τα εγκλείσματα ζirkονίου, απατίτη και αλλανίτη σπανίζουν (Katerinopoulos et al. 1994).

Πλαγιόκλαστο

Εμφανίζεται με τη μορφή κρυστάλλων και θραυσμάτων, που έχουν υποστεί πίεση, μέχρι 1cm σε μήκος ή με τη μορφή πορφυροκλαστικών συσσωματωμάτων, αποτελούμενων από αλλοτριόμορφους ισοδιαμετρικούς κόκκους αλβίτη ($Ab = 99,25-92,3\%$) με μέσο μέγεθος 0,5mm. Αντικαθιστούνται μερικώς από καλιούχο άστριο και συχνά αποικοδομούνται σε χαλαζία, σερικίτη, τιτανίτη και γρανάτη. Μερικά από τα χημικά συστατικά αυτών των δευτερογενών προϊόντων προέρχονται από την αποσύνθεση γειτονικού βιοτίτη. Η αντικατάσταση του πλαγιόκλαστου αρχίζει από τα άκρα του κόκκου κατά μήκος σχισμάτων και επιφανειών διδυμίων ή κατά μήκος ρωγμών των κόκκων και προωθείται σταδιακά προς το εσωτερικό (Katerinopoulos et al. 1994).

Μερικοί από τους κρυστάλλους παρουσιάζουν πολυδυμίες με τη μορφή πολύ λεπτών λαμέλλων (Σχήμα 2.11, 2.12) συνήθως κατά την αλβιτική πολυδυμία και σπάνια κατά την περικλινική πολυδυμία ή την διδυμία Carlsbad (Katerinopoulos et al. 1994).

Νατριούχα και καλιούχα πλαγιόκλαστα μέχρι 0,4mm μήκος περιλαμβάνονται σε μεγάλους κρυστάλλους αλβίτη και μικροκλινή (Katerinopoulos et al. 1994).

Μοσχοβίτης

Εμφανίζεται σε ποσοστά μεγαλύτερα από το βιοτίτη. Οι κρύσταλλοι του είναι ιδιόμορφοι (Σχήμα 2.13, 2.14) και εμφανίζουν σερικιτίωση και ασθενή πλεοχροισμό (άξονες Z, Y ανοιχτό πράσινο, X λευκοπράσινο). Το μήκος του κυμαίνεται από 20 έως 60μ., με μέγιστο 0,5mm. Ο λόγος επιμήκυνσης ποικίλει από 1,5 έως 4 φτάνοντας ορισμένες φορές το 6. Η διδυμία κατά (001) είναι συνηθισμένη (Katerinopoulos et al. 1994).

Παρατηρήθηκαν ως μεμονωμένοι κρύσταλλοι ή συγκεντρωμένοι σε πυκνά συσσωματώματα μαζί με τιτανίτη, επίδοτο και άλλα δευτερεύοντα ορυκτά που αντικαθιστούν βιοτίτη. Εξαιτίας μιας εκλεκτικής κρυστάλλωσης, αναπτύχθηκαν μεγάλοι κρύσταλλοι μοσχοβίτη, οι οποίοι φέρουν στην εξωτερική επιφάνεια ή κατά μήκος ρωγμών και διασπάσεων μικρούς ισοδιαμετρικούς έως ασθενώς επιμήκεις αδιαφανείς κόκκους ορυκτών. Πρόκειται για προϊόντα αλλοίωσης είτε του ίδιου του μοσχοβίτη είτε κρυστάλλων πρωτογενή βιοτίτη (Katerinopoulos et al. 1994).

Μικροί μοσχοβιτικοί φακοί εγκλείονται μέσα σε κόκκους ανακρυσταλλωμένου χαλαζία αλλά δεν βρίσκονται ανάλογα εγκλείσματα σε αρχικές φάσεις, όπως ο καλιούχος άστριος. Μοσχοβιτικοί φακοί, που υπάρχουν ανάμεσα στους πορφυροκλάστες ή στο φλεβικό σύστημα συσσωματωμάτων, δεν έχουν έναν ενιαίο προσανατολισμό και δεν έχουν επηρεαστεί από τεκτονισμό. Κατά συνέπεια, ο μοσχοβίτης θεωρείται μετα-τεκτονικά κρυσταλλωμένο ορυκτό (Katerinopoulos et al. 1994).

Βιοτίτης

Ο βιοτίτης υπάρχει σε μικρά ποσά, συνεπώς σε πολλές περιπτώσεις θεωρείται εποψιδώδες ορυκτό. Συνήθως, εμφανίζεται με τη μορφή υπιδιόμορφων έως έντονα ξενόμορφων (αλλοτριόμορφων) φακών με μέγεθος μέχρι 0,4mm, αλλά και κεκαμμένος λόγω πίεσης (Σχήμα 2.15, 2.16). Ο λόγος επιμήκυνσης συχνά εκτείνεται από 1,2 έως 1,8 φτάνοντας μέχρι 5 μερικές φορές. Οι βιοτιτικοί φακοί είτε είναι διάσπαρτοι ανάμεσα στα άλλα ορυκτά είτε συγκεντρώνονται σε ατράκτους και ζωνωειδή συσσωματώματα μέχρι 3mm σε μήκος (Katerinopoulos et al. 1994).

Οι περισσότεροι βιοτιτικοί κρύσταλλοι έχουν υποστεί αλλοίωση, έτσι ώστε μόνο λίγοι αναλλοίωτοι ή μερικώς αλλοιωμένοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για μελέτη. Η αρχική του παρουσία υποδεικνύεται από δευτερογενείς φάσεις, όπως ο σερίκίτης, το επίδοτο, ο τιτανίτης, ο μαγνητίτης, ο απατίτης και ο γρανάτης, τα οποία αναπτύσσονται ψευδομορφικά. Η αποικοδόμηση παρακείμενων πλαγιокλαστικών κρυστάλλων παρέχει Ca, Si, Al και K για αυτές τις φάσεις (Katerinopoulos et al. 1994).

Το χρώμα των βιοτιτικών φακών κυμαίνεται από βαθύ πράσινο μέχρι ελαιοπράσινο και σπάνια βρίσκονται με καφε-κόκκινο και κιτρινωπό χρώμα. Γύρω από τα εγκλείσματα ζirkονίων ή αλλανίτη αναπτύσσεται πλεοχροϊκή άλως, εξαιτίας αλλοίωσης του βιοτίτη. Βελόνες ρουτιλίου σχηματίζουν ενίοτε ένα δίκτυο σαγενίτη (Katerinopoulos et al. 1994).

Επειδή η ορυκτοχημεία του βιοτίτη αποτελεί σημαντικό στοιχείο για την εξαγωγή συμπερασμάτων αναφορικά με την πετρογένεση του γρανίτη της Δεσκάτης, αυτός εξετάζεται αναλυτικά στην παράγραφο 2.1.

Εποψιδώδη και δευτερογενή ορυκτά

Στην ομάδα αυτή συμπεριλαμβάνεται το επίδοτο, ο αλλανίτης, ο σπινέλλιος, ο χλωρίτης, ο γρανάτης, ο απατίτης, ο τιτανίτης και το ζirkόνιο.

Ο τιτανίτης εμφανίζεται με τη μορφή θραυσμάτων άνυδρων κρυστάλλων, 0,2 ως 0,3mm σε μήκος και χρώματος καφέ-μελί (Katerinopoulos et al. 1994).

Το επίδοτο εμφανίζεται με τη μορφή μικρών υπιδιόμορφων ή αλλοτριόμορφων κόκκων, οι οποίοι αντικαθιστούν το πλαγιόκλαστο και το βιοτίτη. Σχετίζεται με μοσχοβίτη, τιτανίτη και σπινέλλιο. Ακόμα, σχηματίζει μικροκρυσταλλικό κάλυμμα γύρω από κόκκους αλλανίτη. Έχει συχνά ζωνώδη δομή με μεγάλο πυρήνα και λεπτή περιφέρεια. Έχει, τέλος, ασθενή πλεοχροισμό με έντονο κιτρινοπράσινο χρώμα κατά τον άξονα Y, κιτρινοπράσινο κατά τον Z και πρασινοκίτρινο κατά τον X (Katerinopoulos et al. 1994).

Ο αλλανίτης εμφανίζεται ως πορφυροκλάστης έως 1,5mm ή ως έγκλεισμα έως 0,1mm. Οι πορφυροκλάστες έχουν έντονο πλεοχροισμό: παράλληλα στον Y σκούρο καφέ, σχεδόν αδιάφανο, παράλληλα στο Z καφε-κόκκινο και παράλληλα στο X κιτρινότεφρο. Συχνά επικαλύπτονται από ένα επιδοτιτικό μανδύα. Ανάμεσα σε αυτό το μανδύα και τον κρύσταλλο του αλλανίτη αναπτύσσεται ενίοτε ένα λεπτό στρώμα γκαιτίτη (Katerinopoulos et al. 1994).

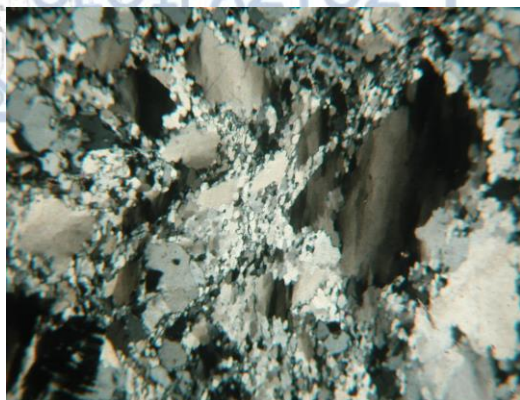
Ο χλωρίτης εμφανίζεται με τη μορφή μικρών κρυστάλλων που σχηματίζουν λεπίδες (Σχήμα 2.17, 2.18).

Το ζirkόνιο (Σχήμα 2.19) συναντάται σε υπιδιόμορφους κρυστάλλους, με μήκος που κυμαίνεται από 0,1 έως 0,2mm και πλάτος από 0,05 έως 0,2mm. Ο μέσος λόγος επιμήκυνσης είναι 2. Μερικοί κρύσταλλοι παρουσιάζουν ζώνωση και σκουρότερο πυρήνα (Katerinopoulos et al. 1994).

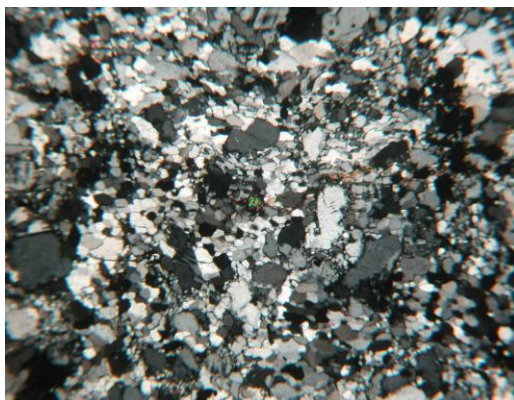
Ο γρανάτης παρατηρείται σε μικρούς (30-50μ) ισοδιαμετρικούς ισότροπους κρυστάλλους. Συναντάται συνήθως σε συσσωματώματα δευτερογενών ορυκτών, σαν προϊόν αλλοίωσης βιοτίτη και αστρίων (Katerinopoulos et al. 1994).

Μόνο λίγοι κρύσταλλοι απατίτη βρέθηκαν. Ο μεγαλύτερος είναι υπιδιόμορφος με διάμετρο περίπου 0,1mm παράλληλα στον c άξονα (Katerinopoulos et al. 1994).

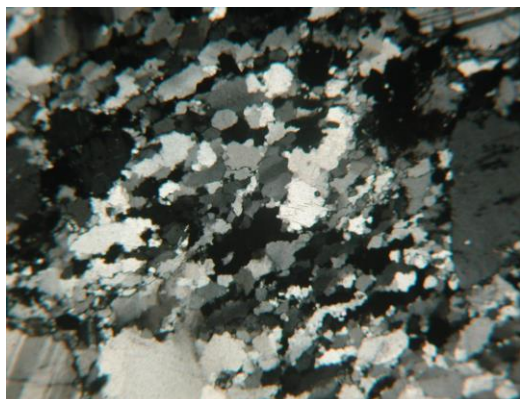
Ο σπινέλλιος εμφανίζεται συχνά με τη μορφή υπιδιόμορφων ή σκελετωδών κόκκων έως 0,5mm σε επαφή με μοσχοβίτη, επίδοτο και άλλα προϊόντα αλλοίωσης του βιοτίτη. Σε μερικές περιπτώσεις ο μαγνητίτης έχει οξειδωθεί σε αιματίτη. Μικροί κόκκοι γκαιτίτη παρατηρούνται πάντα σαν κάλυμμα γύρω από τον αλλανίτη (Katerinopoulos et al. 1994).



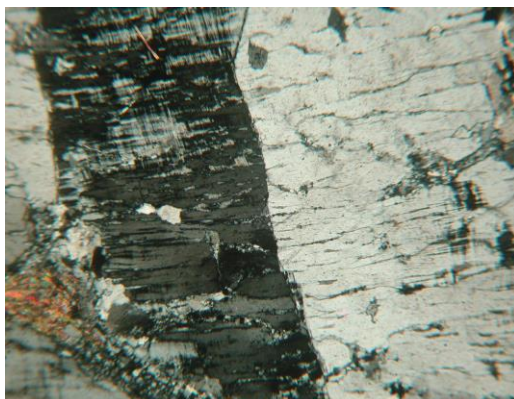
Σχήμα 2.5: Κρύσταλλος χαλαζία με κυματοειδή κατάσβεση. N(+).



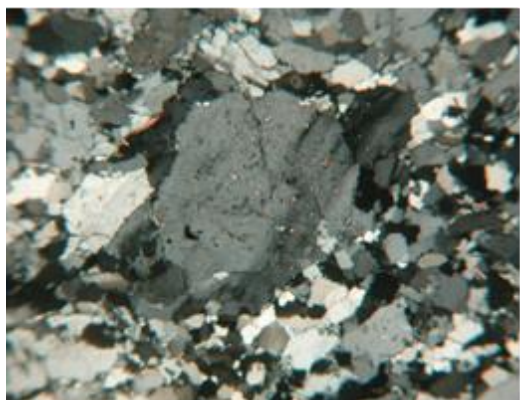
Σχήμα 2.6: Κρύσταλλος ανακρυσταλλωμένου δευτερογενή χαλαζία. N(+).



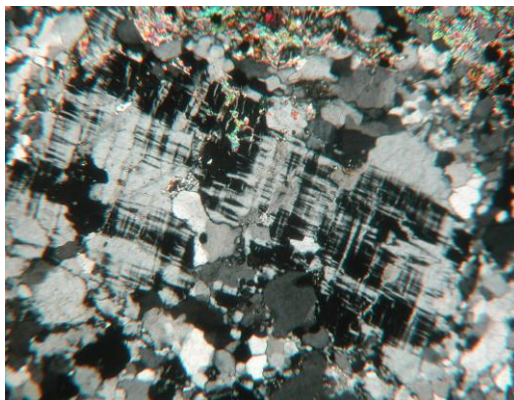
Σχήμα 2.7: Κρύσταλλος ανακρυσταλλωμένου δευτερογενή χαλαζία. N(+).



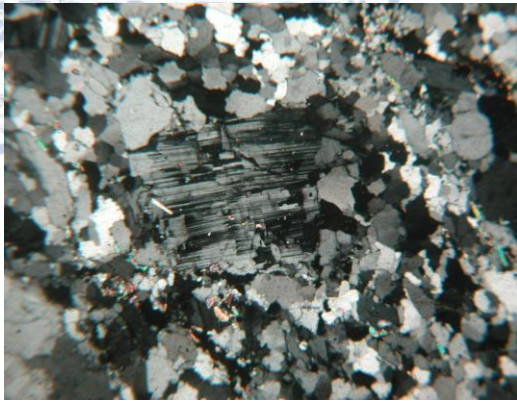
Σχήμα 2.8: Κρύσταλλος καλιούχου αστρίου περθιτωμένος με διδυμία Carlsbad. N(+).



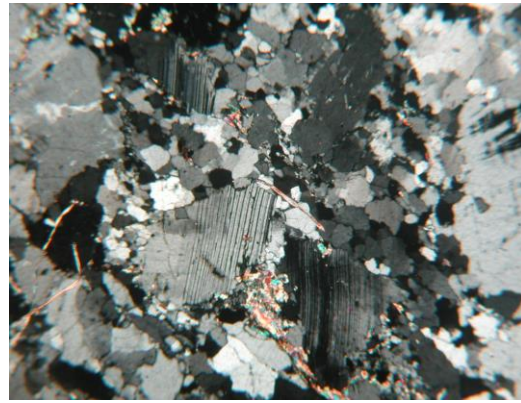
Σχήμα 2.9: Κρύσταλλος καλιούχου αστρίου με σερικιτίωση. N(+).



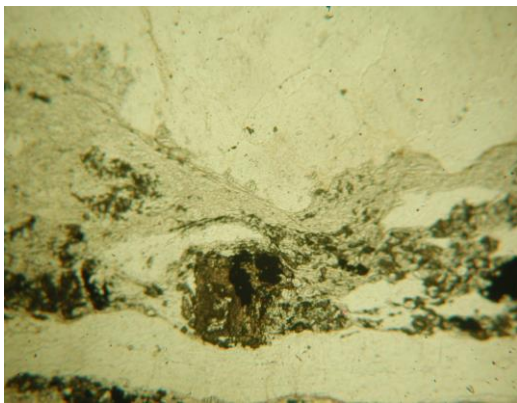
Σχήμα 2.10: Κρύσταλλος μικροκλινή με έντονη μικροκλινική διδυμία. N(+).



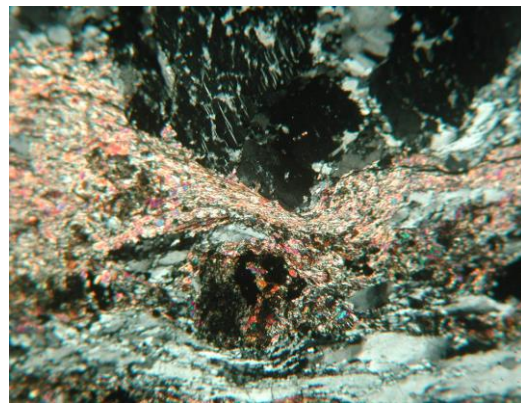
Σχήμα 2.11: Κρύσταλλος πλαγιокλάστου με πολυδυμία. N(+).



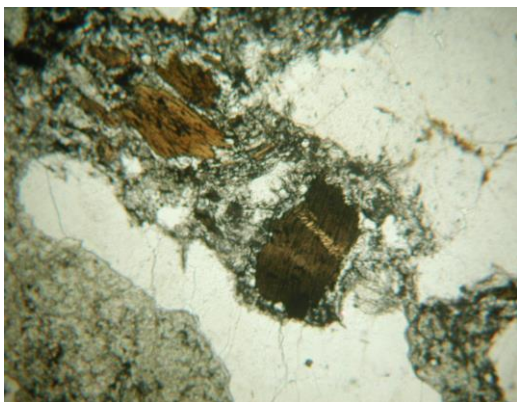
Σχήμα 2.12: Κρύσταλλος πλαγιокλάστου με πολυδυμία. N(+).



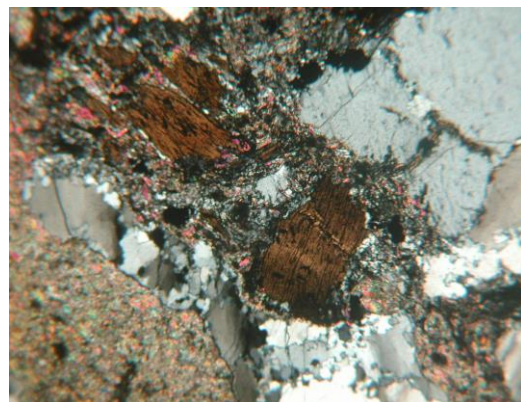
Σχήμα 2.13: Κρύσταλλος μοσχοβίτη με πολωτή. N(-).



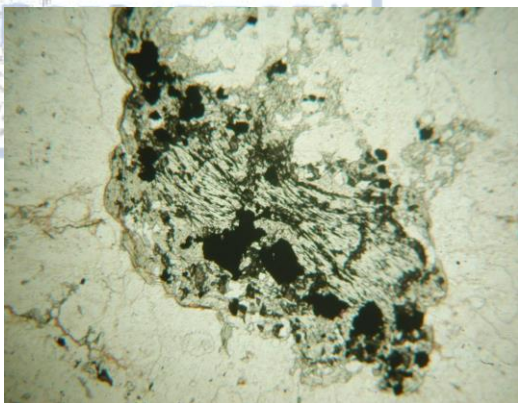
Σχήμα 2.14: Κρύσταλλος μοσχοβίτη με πολωτή και αναλυτή. Φαίνονται τα υψηλά χρώματα πολώσεως. N(+).



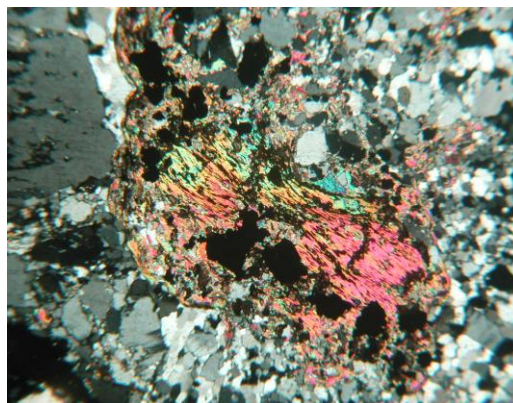
Σχήμα 2.15: Κρύσταλλος βιοτίτη με πολωτή, κεκαμμένος εξαιτίας πίεσεως. N(-).



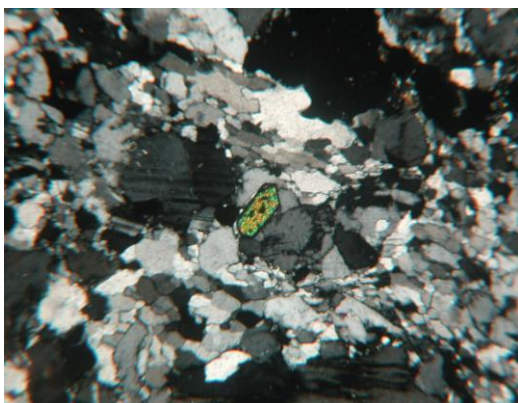
Σχήμα 2.16: Κρύσταλλος βιοτίτη με πολωτή και αναλυτή, κεκαμμένος εξαιτίας πίεσεως. N(+).



Σχήμα 2.17: Κρύσταλλος χλωρίτη με πολωτή. N(-).



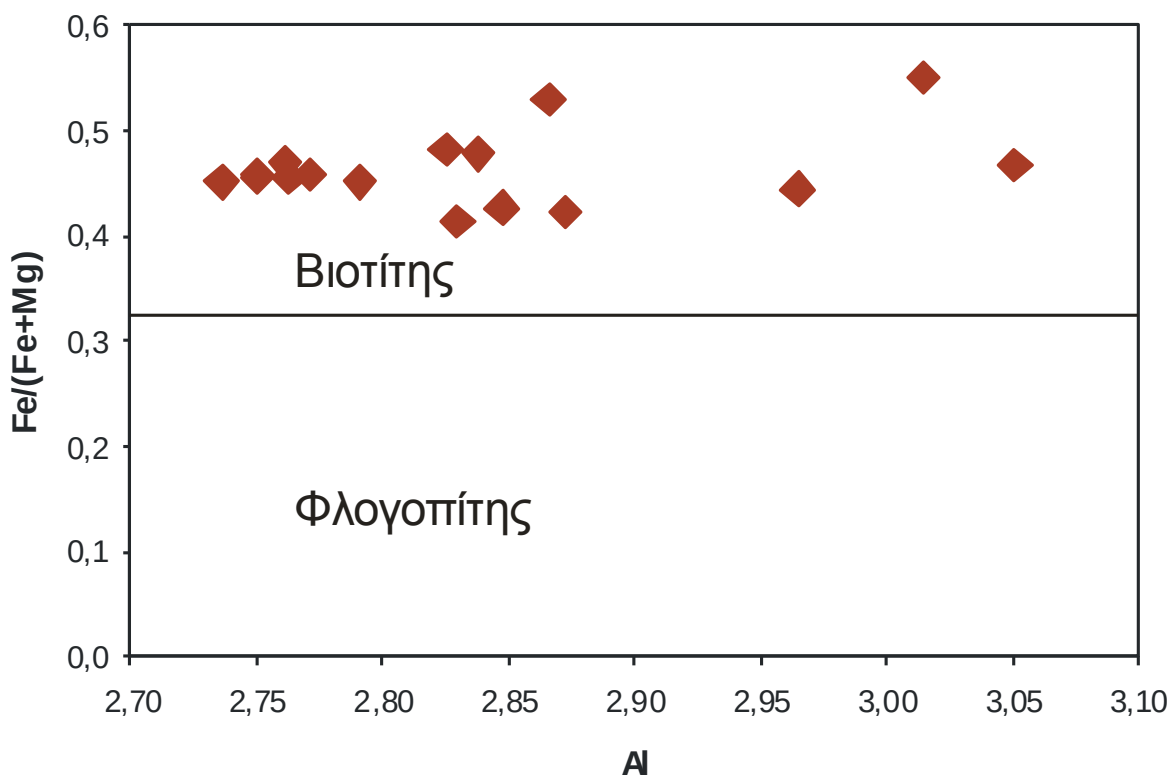
Σχήμα 2.18: Κρύσταλλος χλωρίτη με πολωτή και αναλυτή. N(+).



Σχήμα 2.19: Κρύσταλλος ζirkονίου με πολωτή και αναλυτή. Φαίνεται το ιδιόμορφο σχήμα του κρυστάλλου και τα υψηλά χρώματα πολώσεως του. N(+).

2.1 Ορυκτοχημεία βιοτιτών

Η ορυκτοχημεία του βιοτίτη αποτελεί σημαντικό στοιχείο για την εξαγωγή συμπερασμάτων αναφορικά με την πετρογένεση του γρανίτη της Δεσκάτης, η οποία θα μελετηθεί στη συνέχεια. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα των χημικών αναλύσεων του βιοτίτη του Katerinopoulos (1996) (Πίνακας 2.1) από τα οποία προκύπτει ότι ο βιοτίτης είναι πλούσιος σε σίδηρο. Στο σχήμα 2.20 προβάλλονται τα δείγματα του Katerinopoulos (1996) στο πεδίο του σιδηρούχου βιοτίτη.



Σχήμα 2.20: Τα δείγματα του Katerinopoulos (1996) προβάλλονται στο πεδίο των σιδηρούχων βιοτιτών.

Πίνακας 2.1: Χημικές αναλύσεις βιοτιτών (Katerinopoulos 1996).

	D1/2-4	D1/2-6	D1/1	D1/7	D1/9	D1/14	D1/27	D1/33
SiO₂	36.61	38.60	36.60	36.25	35.57	36.63	36.71	36.34
TiO₂	2.48	2.13	2.16	2.27	0.89	2.39	2.31	2.80
Al₂O₃	15.20	16.71	15.32	15.07	16.85	15.27	15.29	15.28
FeO	18.68	16.31	17.95	18.70	19.80	19.05	18.36	18.67
MnO	0.38	0.23	0.33	0.00	0.37	0.37	0.38	0.30
MgO	12.40	11.41	12.27	12.49	12.73	12.11	12.18	12.50
Na₂O	0.13	0.16	0.11	0.12	0.08	0.14	0.14	0.09
K₂O	9.16	9.57	9.46	9.49	9.26	9.41	9.58	9.13
Σύνολο	95.04	95.12	94.20	94.39	95.55	95.37	94.95	95.11

Si	5.576	5.766	5.612	5.569	5.422	5.577	5.600	5.532
Ti	0.284	0.239	0.249	0.262	0.102	0.274	0.265	0.321
Al	2.750	2.965	2.791	2.750	3.051	2.761	2.771	2.763
Fe²⁺	2.380	2.037	2.302	2.403	2.524	2.426	2.342	2.377
Mn	0.049	0.029	0.043	0.000	0.048	0.047	0.049	0.039
Mg	2.815	2.541	2.805	2.860	2.892	2.748	2.770	2.836
Na	0.038	0.046	0.033	0.036	0.024	0.042	0.041	0.027
K	1.780	1.824	1.851	1.860	1.801	1.828	1.864	1.773

Z	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Y	5.86	5.58	5.80	5.85	6.04	5.83	5.80	5.87
X	1.82	1.87	1.88	1.90	1.82	1.87	1.91	1.80

Πίνακας 2.1 (συν):

	D9/2-8	D9/14	D9/26	D9/29	D7/57	D7/61	D7/63	D11/67
SiO₂	34.23	33.20	36.11	34.77	36.91	37.57	36.40	36.77
TiO₂	1.64	1.64	2.43	2.41	3.00	3.35	2.85	2.37
Al₂O₃	15.28	16.24	15.64	15.74	15.89	16.05	15.06	15.85
FeO	21.37	23.95	19.36	22.81	16.82	15.66	18.11	17.34
MnO	0.36	0.43	0.36	0.00	0.37	0.00	0.32	0.27
MgO	12.82	10.95	11.84	11.36	12.68	12.05	12.34	13.74
Na₂O	0.00	0.07	0.14	0.21	0.14	0.18	0.00	0.16
K₂O	9.26	9.67	9.36	9.56	9.11	9.48	9.61	8.87
TOTAL	94.96	96.15	95.24	96.86	94.92	94.34	94.69	95.37

Si	5.328	5.189	5.517	5.330	5.567	5.659	5.566	5.526
Ti	0.192	0.193	0.279	0.278	0.340	0.379	0.328	0.268
Al	2.825	3.015	2.838	2.866	2.847	2.872	2.736	2.830
Fe²⁺	2.782	3.131	2.473	2.924	2.121	1.973	2.316	2.179
Mn	0.047	0.057	0.046	0.000	0.047	0.000	0.041	0.034
Mg	2.974	2.551	2.697	2.596	2.851	2.705	2.813	3.079
Na	0.000	0.021	0.041	0.062	0.041	0.053	0.000	0.048
K	1.839	1.928	1.825	1.869	1.753	1.822	1.875	1.700

Z	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Y	6.15	6.14	5.85	5.99	5.77	5.59	5.80	5.92
X	1.84	1.95	1.87	1.93	1.79	1.87	1.87	1.75



3. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Οι χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων για τα κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία (Ce, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Th, Zn) έγιναν με XRF και τα υπόλοιπα ιχνοστοιχεία (Ba, Cs, Ga, Nb, Rb, Sr, V, Y, Zr, Ta, Hf, U, REE) έγιναν με LA-ICP-MS στο Πανεπιστήμιο της Perugia (Πίνακας 3.1).

3.1. Γεωχημεία κύριων στοιχείων

Στα διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων των κύριων στοιχείων χρησιμοποιήθηκε ως δείκτης διαφοροποίησης το SiO_2 (Σχήμα 3.1). Στα διαγράμματα αυτά, προβάλλονται για σύγκριση και τα δείγματα που μελετήθηκαν από τον Katerinopoulos et al. (1994). Η συμπεριφορά των οξειδίων των κύριων στοιχείων σε σχέση με την αύξηση του SiO_2 ερμηνεύεται ακολούθως:

- K_2O

Στο συγκεκριμένο διάγραμμα ξεχωρίζει μία ομάδα δειγμάτων (DESK7, DESK20, DESK23, DESK24), η οποία θα χαρακτηρίζεται στο εξής ως ομάδα υψηλού K_2O και θα συμβολίζεται διαφορετικά για να μελετηθεί η συμπεριφορά της και στα διαγράμματα των υπόλοιπων οξειδίων. Η ομάδα υψηλού K_2O μειώνεται από 6.0% σε 4.39% με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 . Τα υπόλοιπα δείγματα έχουν περιεκτικότητες που μειώνονται από 7.3% σε 4.02% με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 . Αναφορικά με τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994), παρουσιάζουν διασπορά, αλλά ταυτόχρονα μειώνονται από 5.64% σε 4.77%.

- P_2O_5

Το ποσοστό του P_2O_5 μειώνεται από 0.04% σε 0.00%, καθώς αυξάνεται το ποσοστό του SiO_2 . Στα δείγματα DESK7, DESK23, DESK24 της ομάδας υψηλού K_2O παρατηρείται μείωση από 0.01% σε 0.00% με αύξηση του ποσοστού του SiO_2 . Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και έχουν περιεκτικότητες που κυμαίνονται από 0.6% έως 0.2%.

Πίνακας 3.1: Οι χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων για τα κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία.

	XRF																			
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Total	Ce	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Th	Zn
DESK9	70.68	0.39	14.64	0.52	0.32	0.22	2.95	0.08	6.44	3.08	0.04	99.36	82	4	5	9	12	22	11	46
DESK13	71.03	0.31	14.90	0.15	0.05	0.03	2.68	0.03	7.30	3.28	0.02	99.78	81	1	4	8	11	14	13	15
DESK26	72.65	0.28	14.04	0.45	0.26	0.11	2.56	0.06	6.11	2.80	0.03	99.35	152	3	4	10	15	17	28	81
DESK12	73.75	0.26	13.40	0.41	0.16	0.10	2.13	0.05	5.96	3.12	0.02	99.36	145	1	3	9	12	18	21	37
DESK21	75.39	0.21	12.29	0.47	0.02	0.03	1.75	0.06	5.18	4.24	0.02	99.66	215	1	1	6	12	15	35	32
DESK20	75.76	0.17	13.25	0.04	0.02	0.03	1.53	0.01	6.00	3.00	0.00	99.81	83	1	3	7	18	18	26	16
DESK25	76.23	0.14	12.90	0.21	0.11	0.03	1.44	0.03	5.02	3.39	0.01	99.51	123	3	4	8	10	22	27	39
DESK2	76.58	0.05	13.50	0.08	0.01	0.03	0.79	0.02	4.97	3.73	0.00	99.76	2	1	3	6	17	28	31	24
DESK22	76.58	0.02	13.64	0.21	0.02	0.04	0.41	0.02	4.56	4.25	0.00	99.75	3	5	3	5	33	30	31	16
DESK14	77.04	0.01	13.15	0.17	0.03	0.03	0.56	0.02	4.32	4.26	0.00	99.59	17	4	3	4	49	47	44	38
DESK6	77.28	0.04	13.01	0.20	0.05	0.03	0.87	0.02	4.02	4.11	0.00	99.63	2	1	1	5	18	39	23	39
DESK7	77.84	0.09	12.54	0.11	0.11	0.03	0.86	0.03	4.92	3.04	0.01	99.58	27	3	2	7	13	23	25	14
DESK27	78.17	0.02	13.67	0.05	0.07	0.03	0.54	0.02	4.38	2.69	0.00	99.64	2	3	2	6	24	30	32	25
DESK23	78.26	0.06	12.17	0.17	0.06	0.03	0.83	0.02	4.73	3.31	0.00	99.64	72	2	3	7	24	21	25	8
DESK24	78.66	0.07	12.20	0.06	0.11	0.03	0.74	0.02	4.39	3.41	0.00	99.69	74	3	3	10	16	21	23	10

Πίνακας 3.1 (συν):

ICP

	Ba	Cs	Ga	Nb	Rb	Sr	V	Y	Zr	Ta	Hf	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	La/Lu	La/Sm
DESK9	115.47	0.66	21.79	38.95	119.48	8.00	4.35	19.46	246.24	0.64	5.33	0.59	8.25	20.93	2.42	12.11	3.23	1.97	3.11	0.59	3.71	0.71	2.04	0.31	1.84	0.30	61.53	2.98	1.40
DESK13	155.01	-	19.93	40.43	155.29	10.90	12.25	33.24	470.24	1.34	10.45	1.24	21.56	53.22	5.96	27.91	6.63	1.18	6.45	1.08	6.81	1.30	3.66	0.54	3.39	0.58	140.26	3.98	1.78
DESK26	131.65	1.91	23.48	37.57	165.52	15.69	6.77	57.36	410.06	1.83	10.77	2.10	76.92	173.19	18.31	80.92	16.13	1.00	13.57	2.02	12.23	2.22	6.09	0.86	5.41	0.86	409.73	9.60	2.62
DESK12	116.26	1.71	22.61	40.00	173.64	14.85	7.91	45.84	378.10	1.42	8.96	1.37	41.69	100.83	10.38	45.16	9.00	1.34	8.22	1.35	8.64	1.66	4.71	0.71	4.16	0.68	238.54	6.58	2.54
DESK21	20.88	2.49	23.41	30.84	140.47	4.84	-	18.04	121.87	0.47	3.15	0.74	29.90	73.96	7.13	30.88	5.51	0.93	4.53	0.61	3.53	0.66	1.85	0.30	1.82	0.30	161.91	10.83	2.98
DESK20	102.70	1.26	24.90	49.59	206.64	5.46	6.15	34.73	169.50	1.85	4.95	2.07	18.59	34.38	4.92	21.41	4.96	0.75	4.93	0.92	6.26	1.27	3.70	0.57	3.38	0.52	106.56	3.84	2.05
DESK25	23.77	2.04	24.67	30.47	153.72	3.16	7.02	16.91	93.81	0.84	2.65	1.07	16.37	39.63	3.97	17.15	3.53	0.81	3.10	0.51	3.29	0.62	1.71	0.29	1.87	0.30	93.15	5.86	2.54
DESK2	63.46	2.40	34.97	113.33	270.24	12.66	6.47	73.11	170.70	7.16	9.06	8.19	8.57	25.62	2.48	10.04	3.63	0.17	5.54	1.34	10.98	2.48	8.10	1.31	8.45	1.31	90.03	0.70	1.29
DESK22	6.83	3.21	43.08	99.28	497.36	3.22	-	42.64	92.73	4.96	7.39	2.90	4.06	10.56	1.16	4.17	1.13	0.11	1.65	0.39	3.92	0.93	3.79	0.74	5.24	0.96	38.83	0.45	1.96
DESK14	12.33	4.61	51.17	66.65	805.42	7.46	9.82	102.50	139.10	11.80	16.94	7.16	22.38	61.70	6.35	20.62	5.48	0.01	4.72	1.53	12.55	2.86	11.42	2.67	21.61	3.55	177.44	0.68	2.24
DESK6	0.91	3.52	35.50	77.78	333.40	0.87	6.06	5.62	6.27	0.51	0.49	0.58	0.58	1.46	0.20	0.82	0.35	0.01	0.40	0.09	0.70	0.17	0.58	0.10	0.72	0.10	6.28	0.61	0.90
DESK7	97.23	4.45	17.26	18.22	321.39	42.61	4.53	66.31	135.61	4.36	5.54	6.18	40.28	95.04	11.33	45.47	11.27	0.01	10.50	1.87	12.42	2.34	6.67	1.00	6.12	0.95	245.28	4.52	1.96
DESK27	8.97	3.61	38.41	107.10	417.48	7.23	6.65	80.44	219.83	7.08	14.56	9.27	2.64	8.58	0.80	4.02	1.99	0.21	3.01	1.04	8.46	2.12	7.83	1.51	10.04	1.66	53.93	0.17	0.73
DESK23	26.34	1.28	31.66	48.27	189.63	6.57	5.01	23.83	37.40	1.08	1.79	1.11	7.98	20.31	2.05	8.69	2.32	0.25	2.54	0.54	3.82	0.81	2.50	0.38	2.31	0.36	54.87	2.38	1.88
DESK24	245.99	1.36	25.09	42.94	126.15	35.13	5.50	110.20	256.04	5.11	12.50	4.97	49.17	119.24	12.33	51.21	13.20	0.19	13.73	2.79	18.98	3.99	11.66	1.84	10.57	1.62	310.52	3.25	2.04

- Na_2O

Το ποσοστό του Na_2O κυμαίνεται μεταξύ 2.69% και 4.26% και παρουσιάζει διασπορά στην κατανομή του. Όσον αφορά την ομάδα υψηλού K_2O , παρατηρείται ότι η περιεκτικότητά τους αυξάνεται από 3.00% σε 3.41% με αύξηση του SiO_2 . Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν, επίσης, διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 2.31% και 3.10%.

- CaO

Η συνολική περιεκτικότητα του CaO μειώνεται από 0.52% σε 0.05%, καθώς αυξάνεται το SiO_2 . Η ομάδα υψηλού K_2O ακολουθεί αυτήν την τάση, εκτός από το δείγμα DESK20, το οποίο μαζί με το δείγμα DESK13 παρουσιάζει μικρή περιεκτικότητα σε CaO σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα. Αναφορικά με τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994), παρατηρείται μία έντονη μείωση της περιεκτικότητας του CaO από 1.03% σε 0.20% με την αύξηση του SiO_2 .

- MgO

Το ποσοστό του MgO μειώνεται από 0.32% σε 0.01% με αύξηση της περιεκτικότητας σε SiO_2 . Τα δείγματα DESK7, DESK23 και DESK24 της ομάδας υψηλού K_2O και το δείγμα DESK27 σχηματίζουν μία δεύτερη τάση της οποίας η περιεκτικότητα μειώνεται από 0.11% σε 0.06% με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 . Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 0.4% και 0.1%.

- MnO

Στο διάγραμμα MnO-SiO_2 παρατηρούνται δύο κύριες τάσεις. Η περιεκτικότητα της πρώτης, η οποία περιλαμβάνει τα δείγματα DESK7, DESK21, DESK23, DESK24 και DESK27, μειώνεται από 0.06% σε 0.02% με την αύξηση του SiO_2 . Η περιεκτικότητα της δεύτερης (DESK9, DESK26, DESK12, DESK25, DESK2, DESK14, DESK6) ελαττώνεται από 0.08% σε 0.02% με την αύξηση του SiO_2 . Το δείγμα DESK20 παρουσιάζει τη μικρότερη περιεκτικότητα σε MnO (0.01%) από όλα τα δείγματα. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 0.02% και 0.04%.

- FeO

Η περιεκτικότητα του FeO παρουσιάζει μια σχεδόν επίπεδη τάση η οποία κυμαίνεται από 0.03% έως 0.04% με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂. Τα δείγματα DESK9, DESK12 και DESK26 παρουσιάζουν μία μικρή ελάττωση από 0.22% σε 0.10% σε σχέση με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 1.6% και 2.89%

- Fe₂O₃

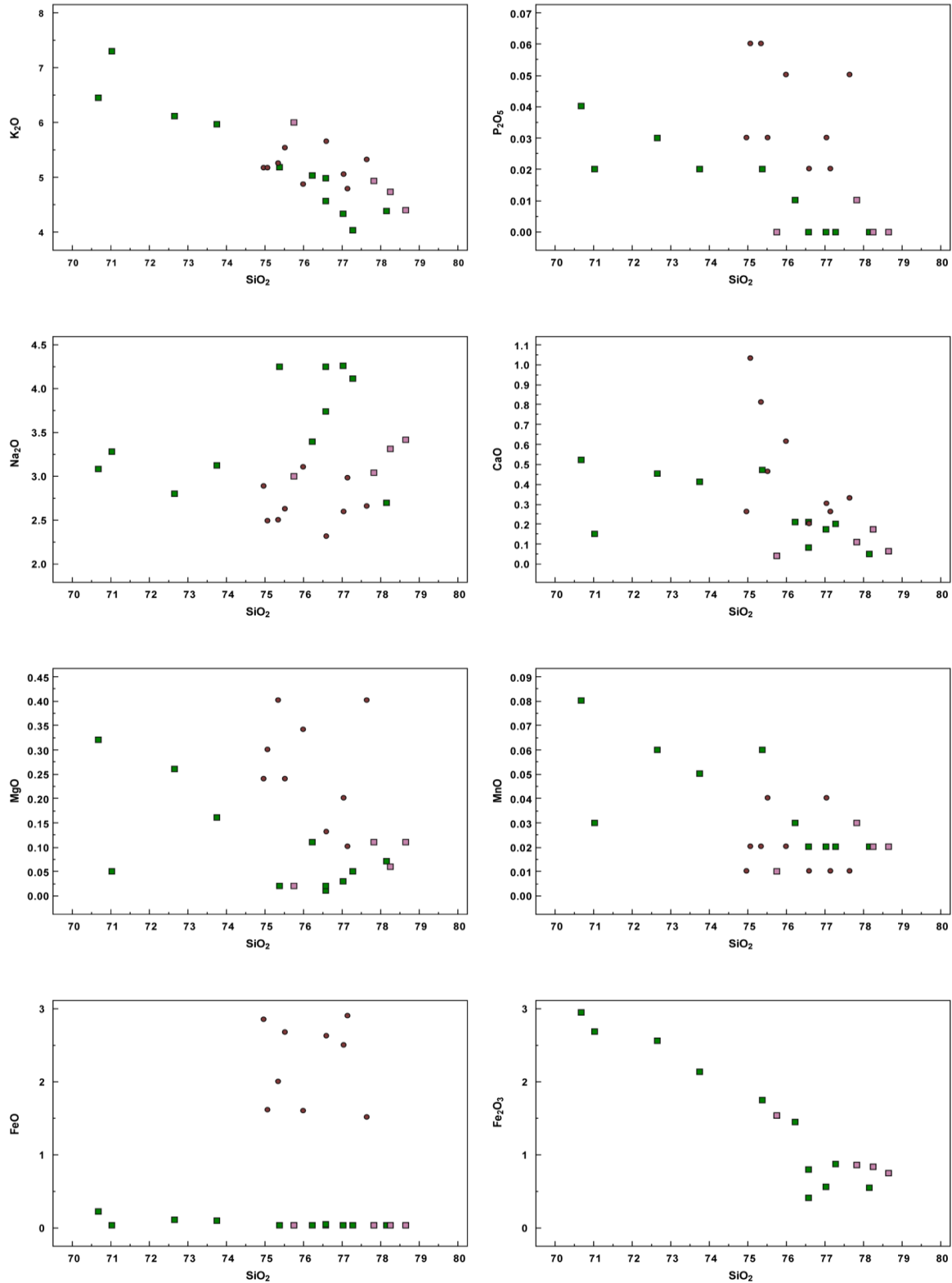
Το ποσοστό του Fe₂O₃ μειώνεται από 2.95% σε 0.54% σε σχέση με την αύξηση του SiO₂. Τα δείγματα DESK2, DESK14 και DESK22 σχηματίζουν μία ξεχωριστή τάση, η οποία μειώνεται από 0.79% σε 0.41% με την αύξηση του SiO₂. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν παρουσιάζουν τιμές για αυτό το κύριο στοιχείο.

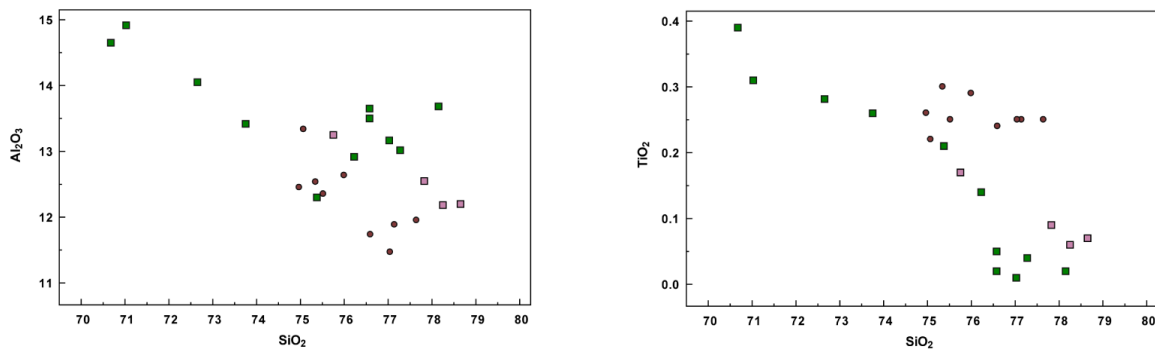
- Al₂O₃

Η ομάδα υψηλού K₂O και τα δείγματα DESK25, DESK22, DESK2, DESK14, DESK6 και DESK27 παρουσιάζουν μείωση από 13.67% σε 12.17%, καθώς αυξάνεται το ποσοστό του SiO₂. Κατά συνέπεια, η περιεκτικότητα των δειγμάτων DESK9, DESK13, DESK26, DESK12 και DESK21 μειώνεται από 14.9% σε 12.29% σε σχέση με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂. Το ποσοστό των δειγμάτων του Katerinopoulos et al. (1994) μειώνεται από 0.04% σε 0.02%.

- TiO₂

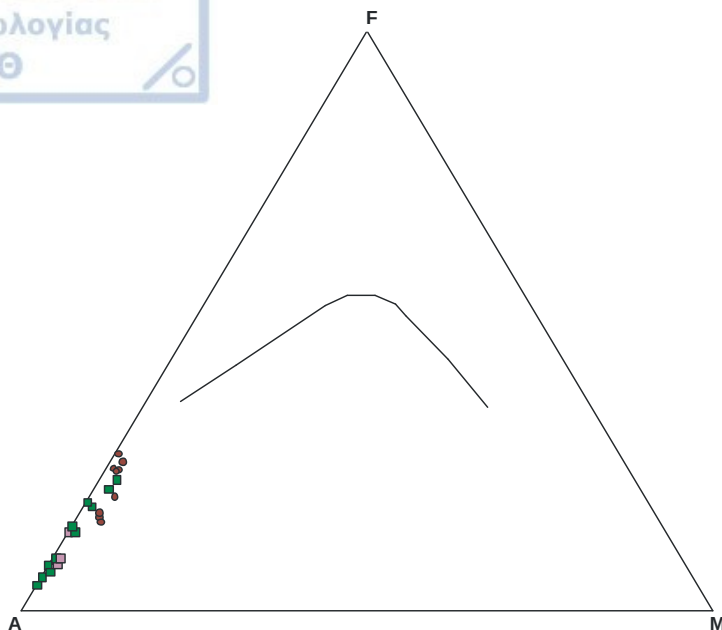
Η περιεκτικότητα σε TiO₂ μειώνεται από 0.39% σε 0.01% με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂. Τα δείγματα της ομάδας υψηλού K₂O, εκτός του δείγματος DESK 20, και το δείγμα DESK27 παρουσιάζουν μία δεύτερη τάση με περιεκτικότητα που μειώνεται από 0.09% σε 0.02% με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 0.22% και 0.3%.



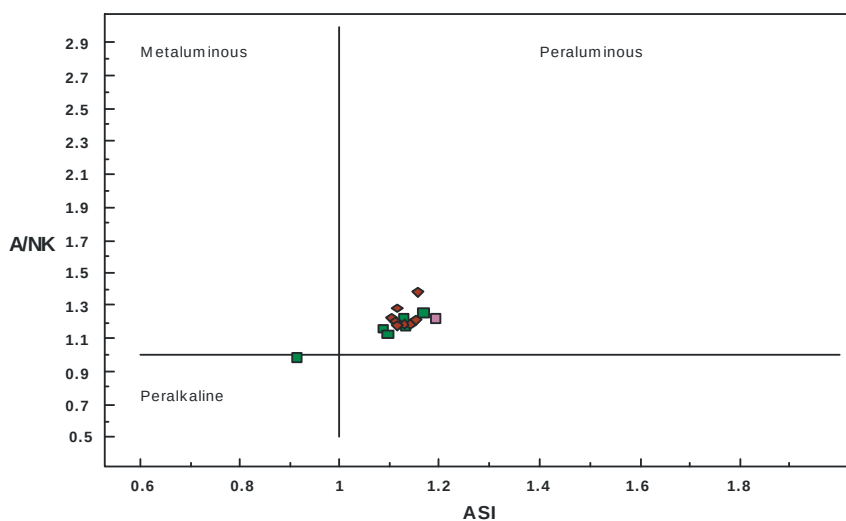


Σχήμα 3.1: Προβολή των κύριων στοιχείων με τη μορφή οξειδίων με βάση την περιεκτικότητα σε SiO_2 , από τα δείγματα του γρανίτη της Δεσκάτης και τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994). Με πράσινο τετράγωνο συμβολίζονται τα δείγματα που μελετώνται, με μωβ τετράγωνο η ομάδα υψηλού K_2O και με καφέ κυκλάκια τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994).

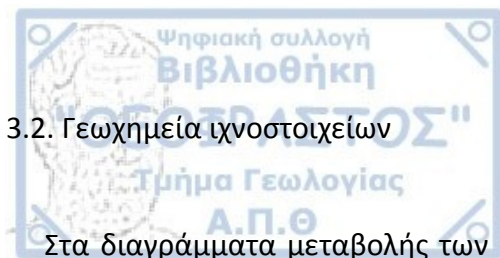
Τα δείγματα προβλήθηκαν στο τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης AFM κατά Irvine & Baragar (1971) (Σχήμα 3.2) στο πεδίο των αλκαλικών πετρωμάτων και στο διάγραμμα χημικής ταξινόμησης των Maniar & Piccoli (1989) στην κατηγορία των υπεραργλικών πετρωμάτων (Σχήμα 3.3).



Σχήμα 3.2: Τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης AFM [A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F: FeO, M: MgO] κατά Irvine & Baragar (1971). Όλα τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των αλκαλικών πετρωμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.



Σχήμα 3.3: Στο διάγραμμα χημικής ταξινόμησης των Maniar & Piccoli (1989) υποδεικνύεται ότι ο γρανίτης ανήκει στην κατηγορία των υπεραργιλικών πετρωμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.



3.2. Γεωχημεία ιχνοστοιχείων

Στα διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων ως δείκτης διαφοροποίησης χρησιμοποιήθηκε το SiO_2 (Σχήμα 3.4). Για σύγκριση προβάλλονται και τα δείγματα που αναλύθηκαν από τον Katerinopoulos et al. (1994). Διαχωρίζεται και πάλι η ομάδα υψηλού K.

- Ba

Διαχωρίζονται δύο ομάδες. Η περιεκτικότητα της ομάδας υψηλού K και τα δείγματα DESK2 και DESK27 μειώνεται από 102.7ppm σε 8.97ppm. Το ποσοστό του Ba της δεύτερης ομάδας που σχηματίζεται και αποτελείται από τα δείγματα DESK9, DESK13, DESK26, DESK12, DESK21, DESK25, DESK22, DESK14 και DESK6 παρουσιάζει μείωση από 155.01ppm σε 0.91ppm με αύξηση της περιεκτικότητας του SiO_2 . Ένα δείγμα, το DESK24 έχει πολύ μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε Ba (245.99ppm) από όλα τα υπόλοιπα δείγματα.

- Ce

Διαχωρίζονται δύο ομάδες. Τα δείγματα DESK21, DESK25, DESK23 και DESK24 παρουσιάζουν περιεκτικότητα που μειώνεται από 215ppm σε 74ppm με την αύξηση του SiO_2 . Τα δείγματα DESK26, DESK12, DESK20, DESK22, DESK2, DESK14, DESK6, DESK7 και DESK27 διαφοροποιούνται σε παράλληλη κλίση και η περιεκτικότητά τους ελαττώνεται από 152ppm σε 2ppm όσο αυξάνεται η περιεκτικότητα του SiO_2 . Μόνο τρία από τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα και παρουσιάζουν διασπορά. Η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 25.7ppm και 47.2ppm.

- Co

Το ποσοστό του CoXRF παραμένει σταθερό και κυμαίνεται από 1ppm μέχρι 5ppm σε σχέση με την αύξηση του SiO_2 . Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 20ppm και 50ppm.

- Cr

Η περιεκτικότητα του CrXRF μειώνεται ελαφρώς από 5ppm σε 1ppm με την αύξηση της περιεκτικότητας του SiO₂. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 0ppm και 24ppm.

- Cs

Το ποσοστό του Cs αυξάνεται από 0.66ppm σε 4.61ppm καθώς αυξάνεται η περιεκτικότητα του SiO₂. Η ομάδα υψηλού K παρουσιάζει χαμηλότερο ποσοστό του στοιχείου και εμφανίζει αύξηση από 1.26ppm σε 4.45ppm. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

- Cu

Το στοιχείο CuXRF παρουσιάζει διασπορά και κυμαίνεται από 4ppm σε 10ppm. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν, επίσης, διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 0ppm και 2ppm.

- Ga

Τα δείγματα DESK9, DESK13, DESK26, DESK12, DESK21, DESK20, DESK25, DESK23 και DESK24 δημιουργούν μία ομάδα της οποίας η περιεκτικότητα αυξάνεται ελαφρώς από 19.93ppm σε 31.66ppm με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂. Τα υπόλοιπα δείγματα παρουσιάζουν μία διασπορά και οι περιεκτικότητές τους κυμαίνονται μεταξύ 17.26ppm και 51.17ppm. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

- Nb

Σταθερή περιεκτικότητα που κυμαίνεται από 49.59ppm σε 18.22ppm με παράλληλη αύξηση του ποσοστού του SiO₂ παρουσιάζει το Nb. Τα δείγματα DESK14, DESK22, DESK27, DESK2, DESK6 παρουσιάζουν διασπορά και έχουν πολύ υψηλότερες περιεκτικότητες σε Nb που κυμαίνονται από 66.65ppm ως 113.33ppm. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

- Ni

Η περιεκτικότητα του στοιχείου NiXRF αυξάνεται από 10ppm σε 24ppm με την αύξηση του SiO₂. Τα δείγματα DESK22 και DESK14 παρουσιάζουν πολύ μεγαλύτερες περιεκτικότητες (33ppm και 49ppm) σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

- Pb

Οι περιεκτικότητες των δειγμάτων αυτού του στοιχείου παρουσιάζουν διασπορά και κυμαίνονται μεταξύ 14ppm και 47ppm. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

- Rb

Στο στοιχείο Rb παρατηρείται αύξηση της περιεκτικότητας από 119.48ppm σε 417.48ppm με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂. Τα δείγματα DESK22, DESK14, DESK23 και DESK24 δεν ακολουθούν αυτήν την τάση και έχουν είτε υψηλότερες (DESK14: 805.42ppm, DESK22: 497.36ppm) είτε χαμηλότερες (DESK23: 189.63ppm, DESK24: 126.15ppm) περιεκτικότητες. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

- Sr

Οι περιεκτικότητες των δειγμάτων του στοιχείου Sr παρουσιάζουν διασπορά και κυμαίνονται μεταξύ 0.87ppm και 15.69ppm. Τα δείγματα DESK24 και DESK7 έχουν πολύ μεγαλύτερες τιμές από τα υπόλοιπα, 35.13ppm και 42.61ppm αντίστοιχα. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

- Th

Στο ποσοστό του ThXRF παρατηρείται αύξηση από 11ppm σε 44ppm, όσο αυξάνεται το ποσοστό του SiO₂. Η ομάδα υψηλού K, εκτός από το δείγμα DESK20, και μαζί με το δείγμα DESK6, διαφοροποιείται και παρουσιάζει μικρότερες περιεκτικότητες από τα υπόλοιπα δείγματα, που κυμαίνονται μεταξύ 23ppm και 25ppm. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 11ppm και 25ppm.



- V

Το V παρουσιάζει σποραδική κατανομή της περιεκτικότητάς του μεταξύ 4.35ppm και 12.95ppm. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

- Y

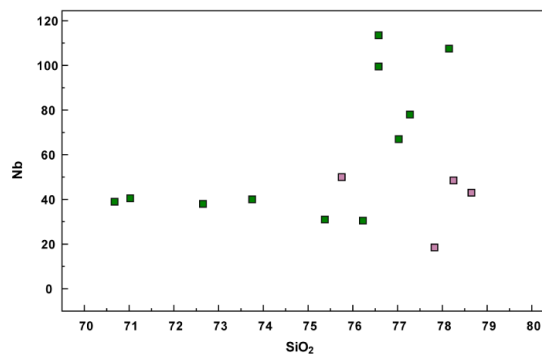
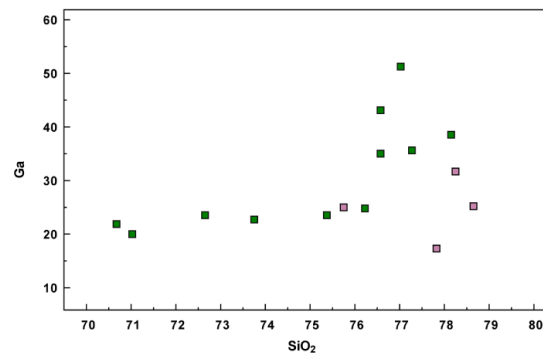
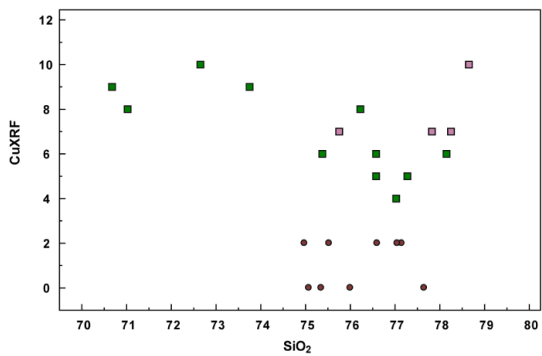
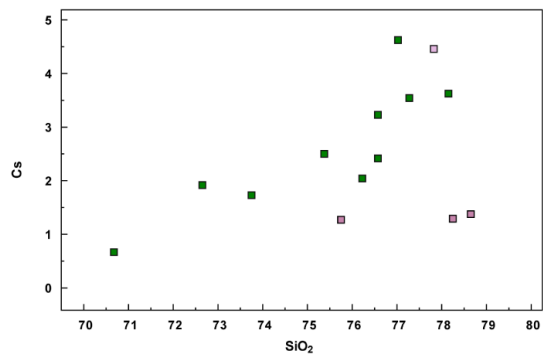
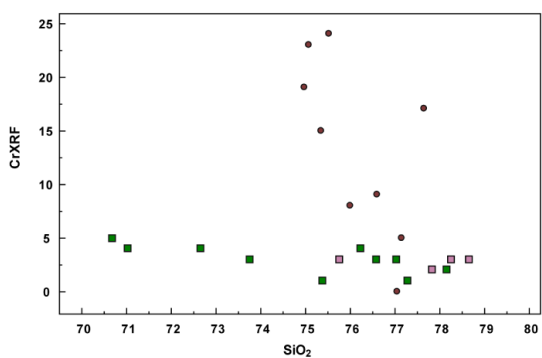
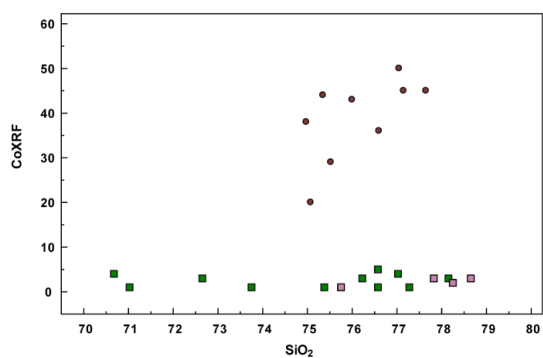
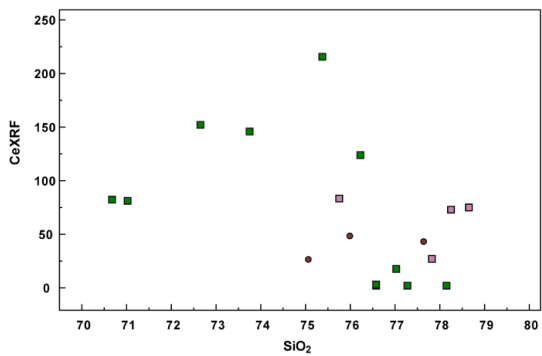
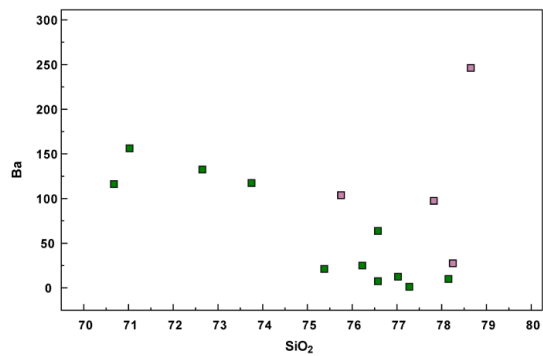
Το Y παρουσιάζει σποραδική κατανομή της περιεκτικότητάς του μεταξύ 5.62ppm και 110.20ppm. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.

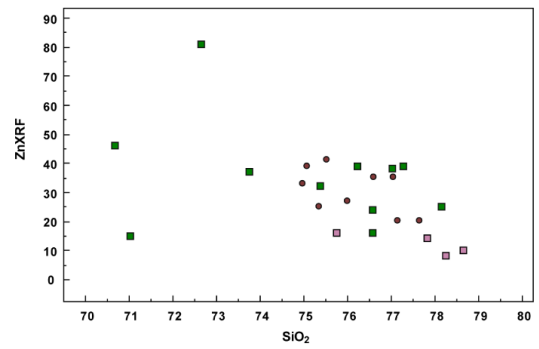
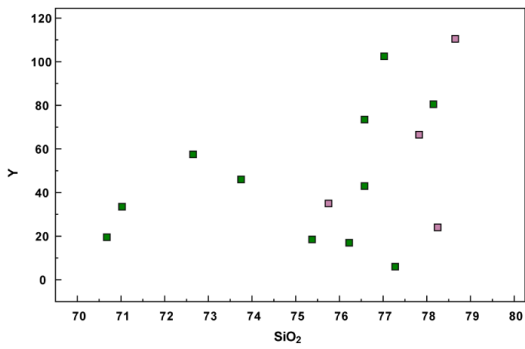
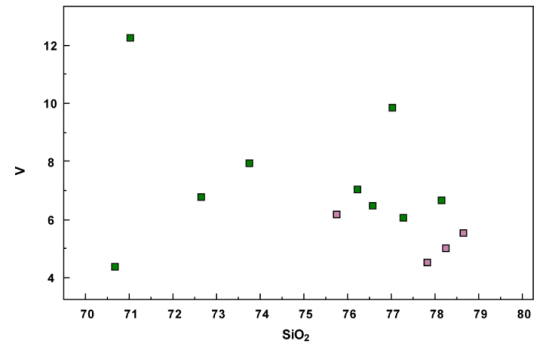
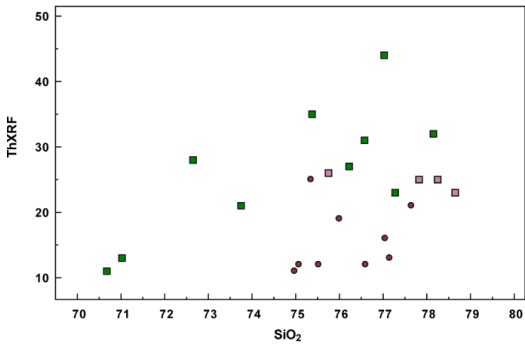
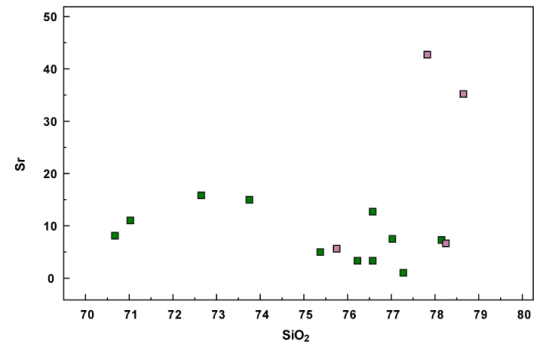
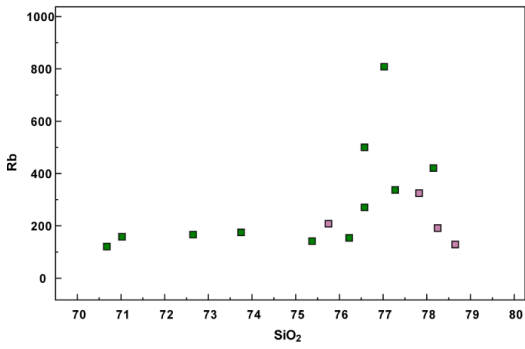
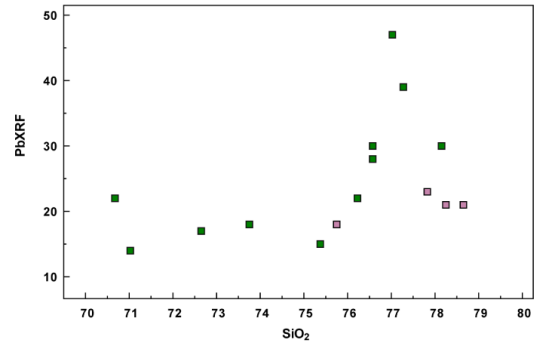
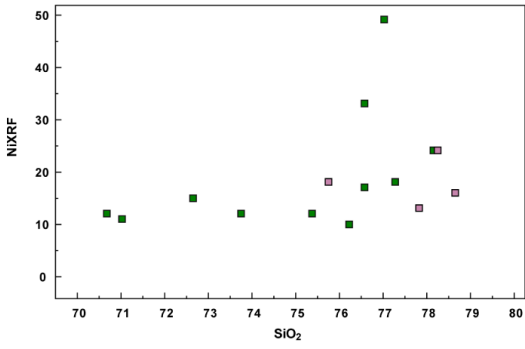
- Zn

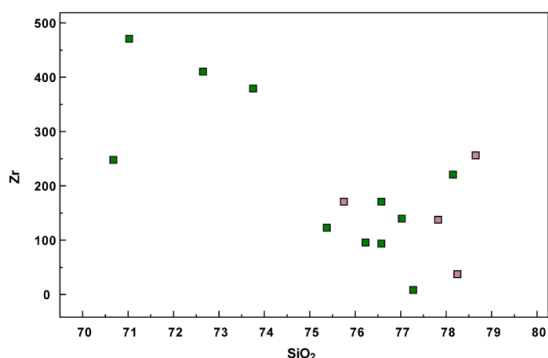
Το ποσοστό του ZnXRF ελαττώνεται από 46ppm σε 8ppm, καθώς αυξάνεται το ποσοστό του SiO₂. Το δείγμα DESK26 παρουσιάζει μεγαλύτερη περιεκτικότητα (81ppm) από τα υπόλοιπα δείγματα. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) παρουσιάζουν διασπορά και η περιεκτικότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 20ppm και 41ppm.

- Zr

Τα δείγματα παρουσιάζουν μία σαφή τάση μείωσης της περιεκτικότητάς τους από 470.24ppm σε 6.27ppm με την αύξηση του SiO₂. Ξεχωρίζουν τα δείγματα DESK9, DESK27 και DESK24, τα οποία δεν ακολουθούν αυτήν την τάση. Τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994) δεν προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα.



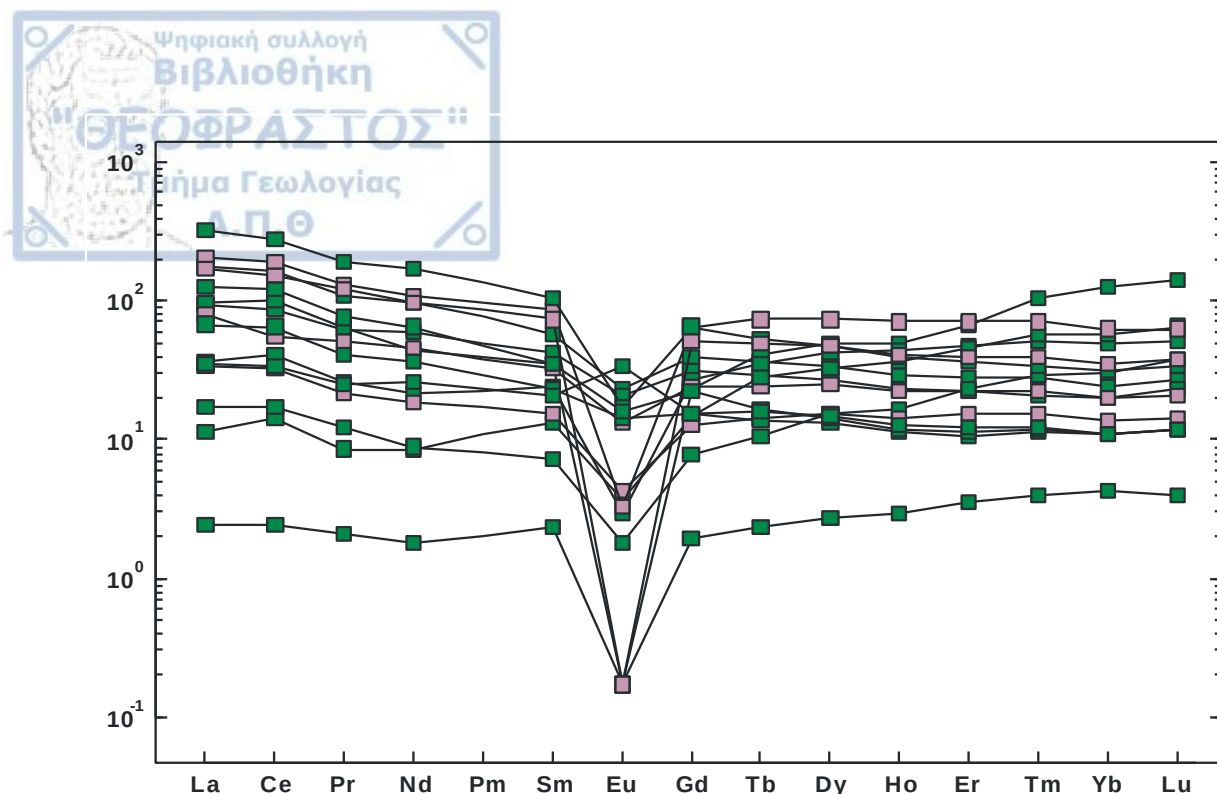




Σχήμα 3.4: Προβολή των ιχνοστοιχείων με βάση την περιεκτικότητα σε SiO₂, από τα δείγματα του γρανίτη της Δεσκάτης και τα δείγματα του Katerinopoulos et al. (1994). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.

3.3. Γεωχημεία σπανίων γαιών

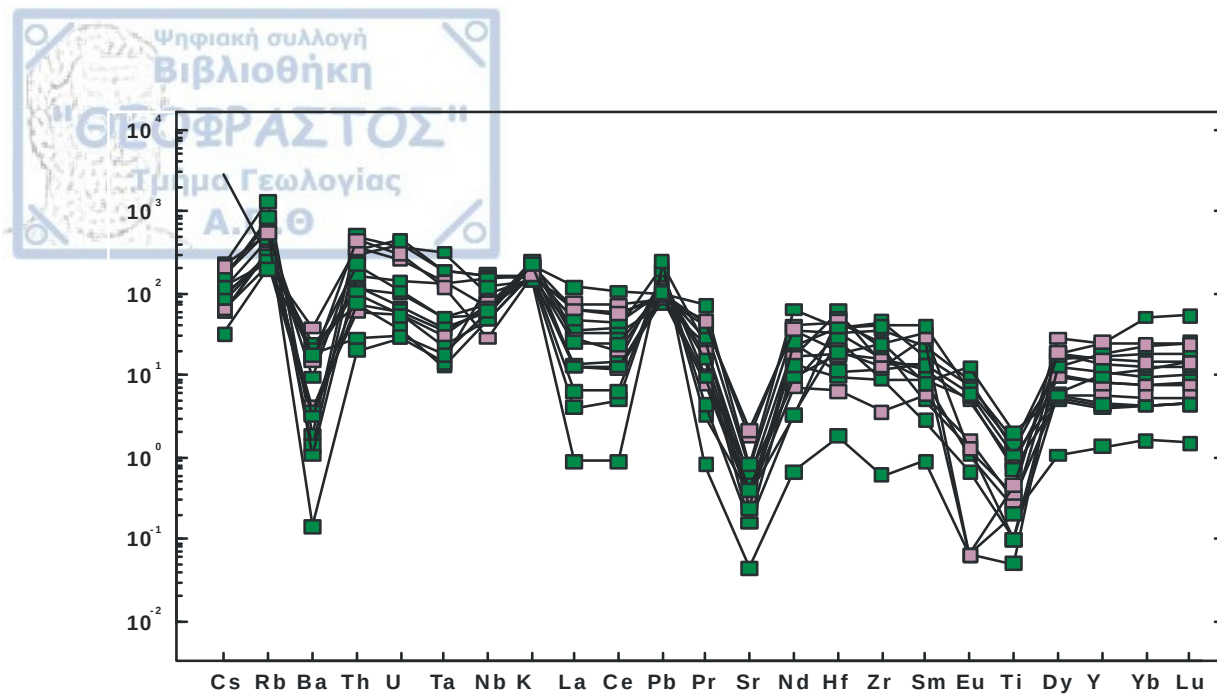
Στο σχήμα 3.5 παρουσιάζεται το κανονικοποιημένο διάγραμμα κατανομής των REE κατά Sun & McDonough (1989) για τα δείγματα του γρανίτη της Δεσκάτης. Οι ελαφριές σπάνιες γαίες είναι ελαφρώς πιο εμπλουτισμένες από τις βαριές σπάνιες γαίες. Η κλίση των REE που εκφράζεται από το λόγο $(La/Lu)_{cn}$ κυμαίνεται από 0,17 έως 10,83. Ο λόγος $(La/Sm)_{cn}$ κυμαίνεται μεταξύ 0.73 και 2.98. Η ανωμαλία Eu είναι αρνητική για όλα τα δείγματα και έχει μεγάλο εύρος τιμών (0.003-0.731). Μόνο το δείγμα DESK9 παρουσιάζει θετική ανωμαλία Eu, με τιμή 1.88. Η αρνητική ανωμαλία Eu υποδεικνύει ότι η κατανομή των σπανίων γαιών ελέγχεται έντονα από την κρυστάλλωση καλιούχων αστρίων και πλαγιοκλάστων.



Σχήμα 3.5: Κανονικοποιημένο διάγραμμα κατανομής REE κατά Sun & McDonough (1989). Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.

3.4. Γεωχημεία πολυστοιχειακών διαγραμμάτων

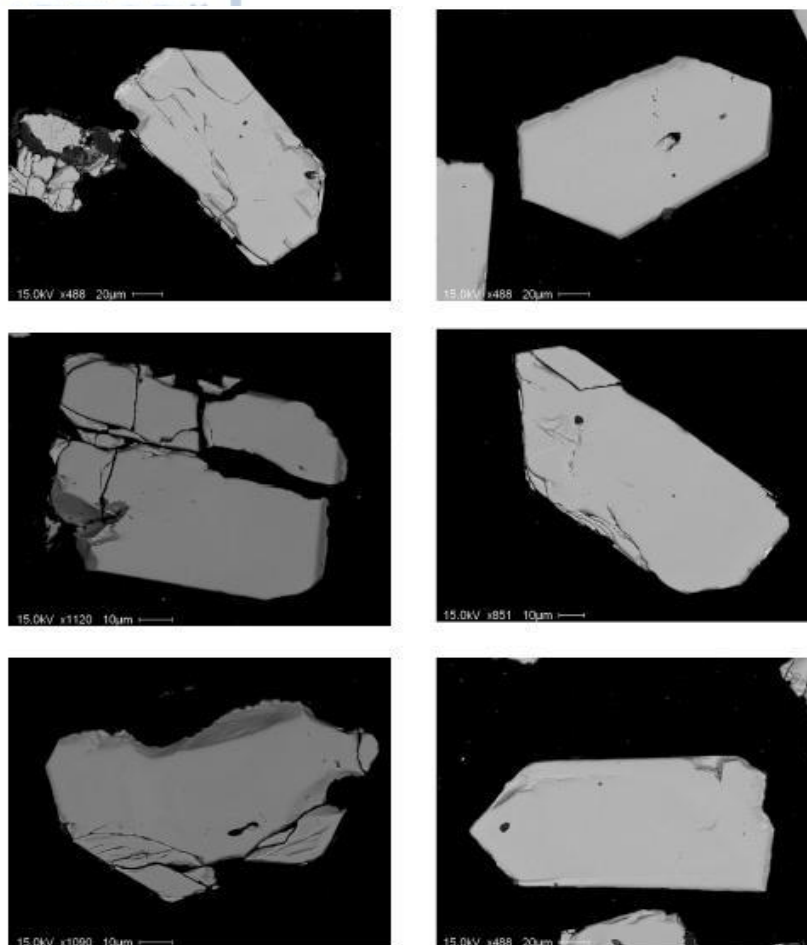
Στο πολυστοιχειακό διάγραμμα ιχνοστοιχείων των McDonough & Sun (1995) (Σχήμα 3.6) παρουσιάζεται έντονη αρνητική ανωμαλία Ba και Sr, χαρακτηριστικό τυπικού φλοιού, καθώς και θετική ανωμαλία Pb, Nd, Rb και K. Στα περισσότερα δείγματα παρατηρούνται αρνητικές ανωμαλίες Nb και Ti, οι οποίες είναι τυπικές όλων των μαγμάτων που συνδέονται με ζώνες κατάδυσης.



Σχήμα 3.6: Πολυστοιχειακό διάγραμμα ιχνοστοιχείων των McDonough & Sun (1995). Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.

4. ΗΛΙΚΙΑ

Αναφορικά με την ηλικία του γρανίτη της Δεσκάτης οι Katerinopoulos et al. (1998) δίνουν ηλικία 233 ± 3 εκ. χρόνια με τη μέθοδο Rb-Sr σε μοσχοβίτη-ολικό πέτρωμα. Οι Anders et al. (2006) χρονολόγησαν ζirkόνια με τη μέθοδο U-Pb από ένα δείγμα λευκοκρατικού γνευσίου στον οποίο διεισδύει ο γρανίτης της Δεσκάτης (P170). Η ηλικία του γνευσίου προσδιορίστηκε στα 699 ± 7 εκ. χρόνια (MSWD=0.65). Ο Alagna (2006) διαχώρισε κρυστάλλους ζirkονίου από δύο δείγματα του γρανίτη της Δεσκάτης (DESK13 και DESK25) (Σχήμα 4.1) τα οποία χρονολόγησε με τη μέθοδο U-Pb. Τα δεδομένα των χρονολογήσεων δίνονται στους πίνακες 4.1 και 4.2, οι ισόχρονες δίνονται στα σχήματα 4.2 και 4.3 και οι ηλικίες των δειγμάτων είναι 704 ± 4.1 Ma και 700.9 ± 2.8 Ma. Από τις χρονολογήσεις αυτές συμπεραίνεται ότι η ηλικία του γρανίτη της Δεσκάτης είναι Άνω Πρωτεροζωική. Οι Anders et al. (2006) βασιζόμενοι στις ανω πρωτεροζωικές ηλικίες των ορθογνευσίων της Πελαγονικής θεωρούν ότι υπάρχει ένας ανω πρωτεροζωικής ηλικίας μαγματισμός στην Πελαγονική ζώνη. Ωστόσο η σύμπτωση της ηλικίας του γρανίτη, με βάση τα αναλυμένα ζirkόνια, με αυτήν των περιβαλλόντων πετρωμάτων, από τα οποία θα έπρεπε να είναι νεώτερος, δημιουργεί την υπόνοια ότι ίσως τα ζirkόνια του γρανίτη είναι κληρονομημένα, από μια πηγή παρόμοιας ηλικίας με τα περιβάλλοντα πετρώματα, και δεν δείχνουν την μαγματική ηλικία του γρανίτη.



Σχήμα 4.1: Εικόνες κρυστάλλων ζirkονίου που έχουν ληφθεί με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης από τα δείγματα DESK-13 και DESK-25. Ο κρύσταλλος στην κάτω αριστερή εικόνα δείχνει μία μικρή μαγματική ζώνη (Alagna 2006).

Πίνακας 4.1: Ανάλυση LA-ICP-MS από ζιρκόνια του δείγματος DESK-25 από τον Alagna (2006).

										ΗΛΙΚΙΑ (Ma)			
Δείγμα	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ
DESK25_1	0,06188	0,00140	0,97701	0,02249	0,11455	0,00149	0,02976	0,00041		692,1	11,55	699,1	8,62
DESK25_3	0,06320	0,00113	1,00803	0,01904	0,11574	0,00149	0,02907	0,00032		707,9	9,63	706,0	8,59
DESK25_4	0,06388	0,00111	1,01445	0,01828	0,11517	0,00140	0,02965	0,00037		711,1	9,22	702,7	8,07
DESK25_6	0,06119	0,00074	0,97462	0,01307	0,11552	0,00137	0,03117	0,00028		690,8	6,72	704,7	7,93
DESK25_7	0,06165	0,00083	0,98375	0,01457	0,11574	0,00142	0,03114	0,00029		695,5	7,46	706,0	8,22
DESK25_8	0,06232	0,00083	0,99605	0,01468	0,11594	0,00142	0,03035	0,00029		701,8	7,47	707,1	8,23
DESK25_9	0,06341	0,00125	1,02001	0,02075	0,11666	0,00149	0,03154	0,00043		713,9	10,43	711,3	8,61
DESK25_10	0,06242	0,00070	0,99366	0,01243	0,11542	0,00133	0,03121	0,00027		700,6	6,33	704,2	7,71
DESK25_11	0,06188	0,00071	0,97812	0,01270	0,11464	0,00136	0,02949	0,00025		692,6	6,52	699,6	7,87
DESK25_13	0,06228	0,00081	0,99430	0,01420	0,11577	0,00140	0,03221	0,00031		700,9	7,23	706,2	8,10
DESK25_14	0,06143	0,00087	1,01122	0,01565	0,11938	0,00148	0,03139	0,00033		709,5	7,90	727,0	8,50
DESK25_16	0,06120	0,00155	0,97650	0,02513	0,11570	0,00158	0,02762	0,00047		691,8	12,91	705,8	9,14
DESK25_17	0,06133	0,00069	0,98372	0,01250	0,11632	0,00138	0,03019	0,00025		695,5	6,40	709,3	7,94
DESK25_19	0,06314	0,00082	1,00185	0,01437	0,11507	0,00139	0,02949	0,00026		704,7	7,29	702,2	8,05
DESK25_20	0,06419	0,00126	1,02181	0,02098	0,11543	0,00150	0,02791	0,00031		714,8	10,54	704,2	8,68
DESK25_21	0,06372	0,00117	0,78122	0,01511	0,08891	0,00116	0,02692	0,00029		586,2	8,61	549,1	6,85
DESK25_23	0,06118	0,00102	0,97252	0,01744	0,11529	0,00149	0,02962	0,00035		689,8	8,98	703,4	8,58
DESK25_24	0,06223	0,00079	0,98956	0,01407	0,11531	0,00142	0,02971	0,00026		698,5	7,18	703,5	8,20
DESK25_25a	0,06334	0,00098	1,00737	0,01656	0,11533	0,00139	0,03131	0,00034		707,5	8,37	703,6	8,06
DESK25_25b	0,06163	0,00094	0,97834	0,01513	0,11512	0,00127	0,03214	0,00035		692,8	7,76	702,4	7,35
DESK25_27	0,06285	0,00128	0,96898	0,02039	0,11181	0,00144	0,02903	0,00038		687,9	10,52	683,2	8,36
DESK25_28b	0,06379	0,00107	1,01203	0,01806	0,11506	0,00147	0,02898	0,00028		709,9	9,11	702,1	8,48
DESK25_29	0,06416	0,00074	1,02022	0,01309	0,11531	0,00135	0,03102	0,00027		714,0	6,58	703,5	7,80
DESK25_30	0,06303	0,00069	0,96984	0,01057	0,11158	0,00112	0,02955	0,00023		688,4	5,45	681,9	6,51

σταθμισμένος μέσος όρος (95% ακρίβεια):

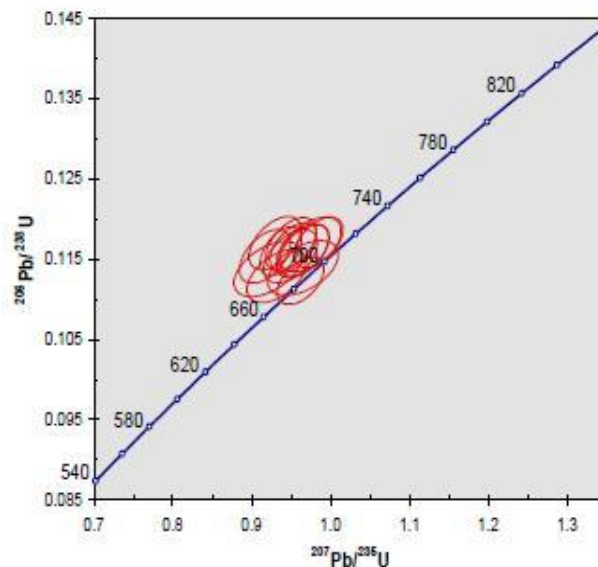
699.7±3.7

702.8±3.9

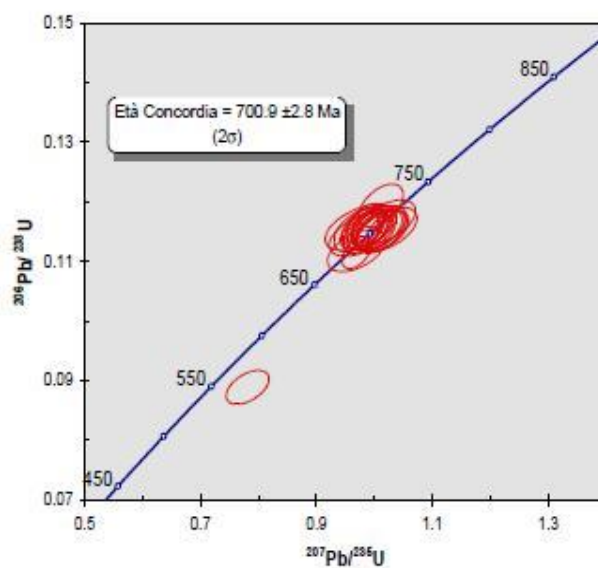
Σημείωση: το δείγμα DESK25_21 δε συμπεριλαμβάνεται στον υπολογισμό της σταθμισμένης μέσης ηλικίας με Pb/U, επειδή ασύμφωνα χαρακτηρίζεται από ηλικία με αναλογία Pb/U σημαντικά πολύ χαμηλότερη από άλλα ζιρκόνια

Πίνακας 4.2: Ανάλυση LA-ICP-MS από ζιρκόνια του δείγματος DESK-13 από τον Alagna (2006).

ΗΛΙΚΙΑ (Ma)													
Δείγμα	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ
DESK13_1_07	0,05762	0,00079	0,92970	0,01340	0,11700	0,00136	0,02961	0,00026		667,5	7,05	713,3	7,85
DESK13_1_08	0,06147	0,00115	0,96525	0,01835	0,11390	0,00139	0,03388	0,00041		686,0	9,48	695,3	8,04
DESK13_1_10	0,05987	0,00094	0,93170	0,01525	0,11289	0,00134	0,03223	0,00032		668,5	8,02	689,5	7,78
DESK13_1_11	0,05893	0,00076	0,94992	0,01304	0,11688	0,00135	0,02937	0,00025		678,1	6,79	712,6	7,81
DESK13_1_12	0,06100	0,00075	0,98491	0,01264	0,11710	0,00129	0,03208	0,00027		696,1	6,47	713,9	7,44
DESK13_1_13	0,05967	0,00083	0,94957	0,01384	0,11538	0,00136	0,02980	0,00027		677,9	7,21	703,9	7,84
DESK13_1_14	0,06049	0,00097	0,97430	0,01611	0,11684	0,00139	0,03080	0,00031		690,7	8,29	712,3	8,04
DESK13_1_15	0,06027	0,00081	0,96438	0,01369	0,11606	0,00136	0,03114	0,00027		685,6	7,08	707,9	7,83
DESK13_1_16	0,05767	0,00078	0,91702	0,01320	0,11534	0,00137	0,02843	0,00024		660,8	6,99	703,7	7,91
DESK13_2_5	0,06036	0,00076	0,96648	0,01285	0,11614	0,00131	0,02846	0,00024		686,6	6,64	708,3	7,56
DESK13_2_6	0,05858	0,00065	0,93716	0,01077	0,11599	0,00125	0,02921	0,00022		671,4	5,65	707,5	7,23
DESK13_2_8	0,05935	0,00073	0,95303	0,01210	0,11644	0,00127	0,03041	0,00025		679,7	6,29	710,0	7,33
DESK13_2_11	0,05872	0,00110	0,92102	0,01769	0,11378	0,00140	0,02901	0,00034		662,9	9,35	694,6	8,08
DESK13_2_13	0,06212	0,00076	0,96297	0,01208	0,11230	0,00120	0,02920	0,00024		684,4	6,25	686,1	6,95
σταθμισμένος μέσος όρος (95% ακρίβεια):										678.6±6.0		704.1±5.4	



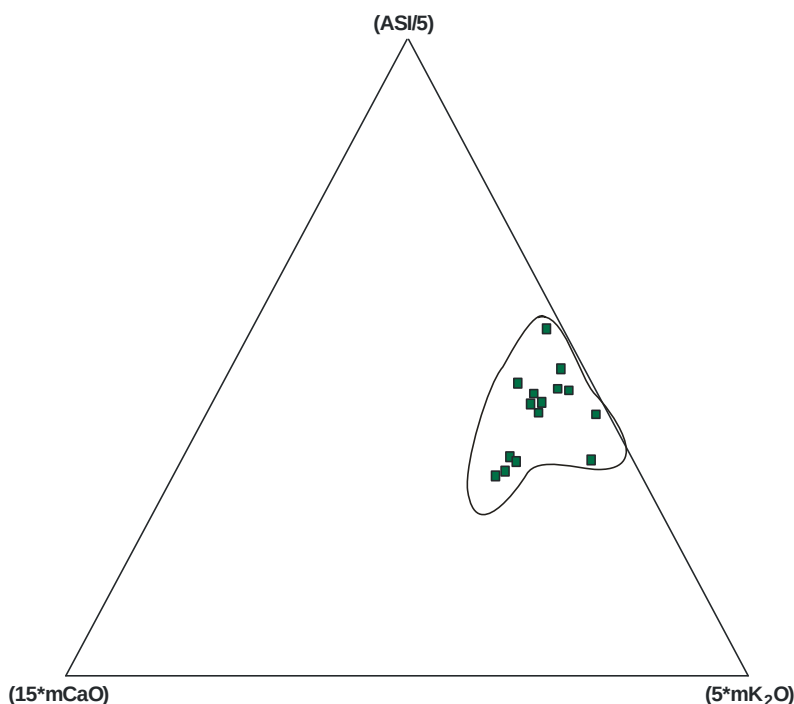
Σχήμα 4.2: Διάγραμμα Concordia καμπυλών στο οποίο απεικονίζονται τα δεδομένα που λαμβάνονται από τα ζirkόνια του δείγματος DESK-13. (Οι ελλείψεις αντιστοιχούν σε σφάλμα 2σ).



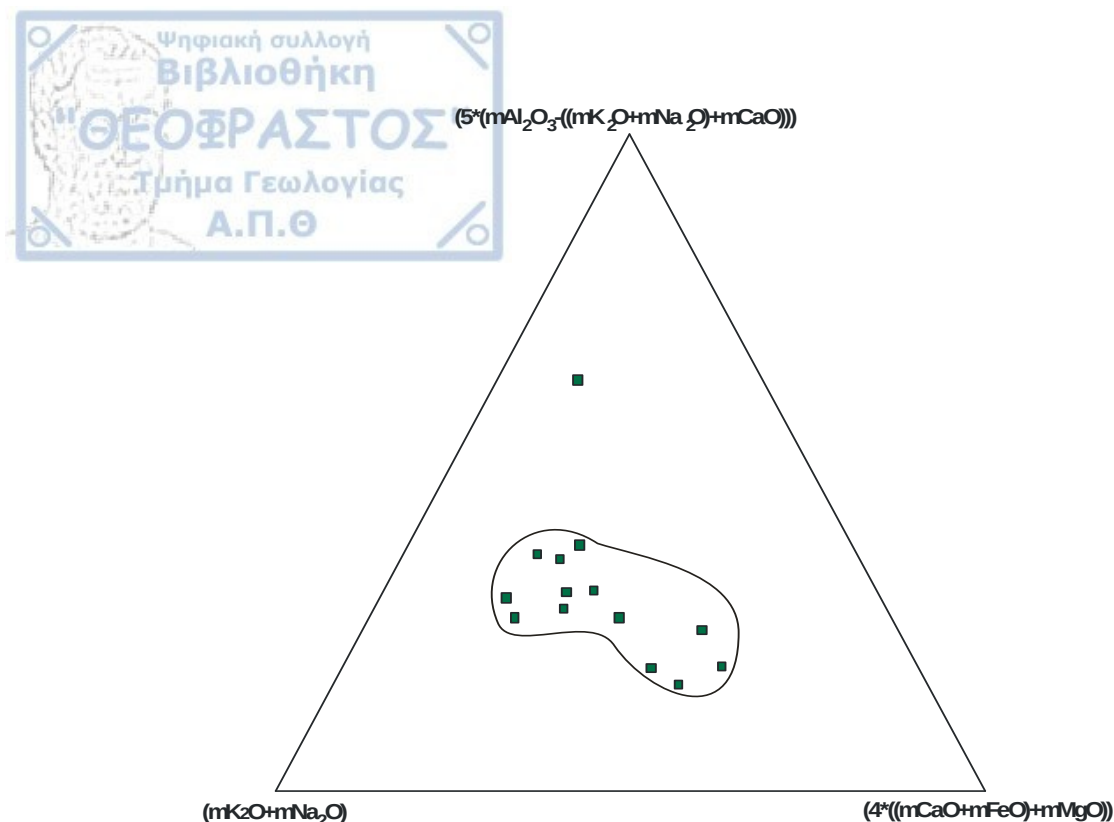
Σχήμα 4.3: Διάγραμμα Concordia καμπυλών στο οποίο απεικονίζονται τα δεδομένα που λαμβάνονται από τα ζirkόνια του δείγματος DESK-25. (Οι ελλείψεις αντιστοιχούν σε σφάλμα 2σ).

5. ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

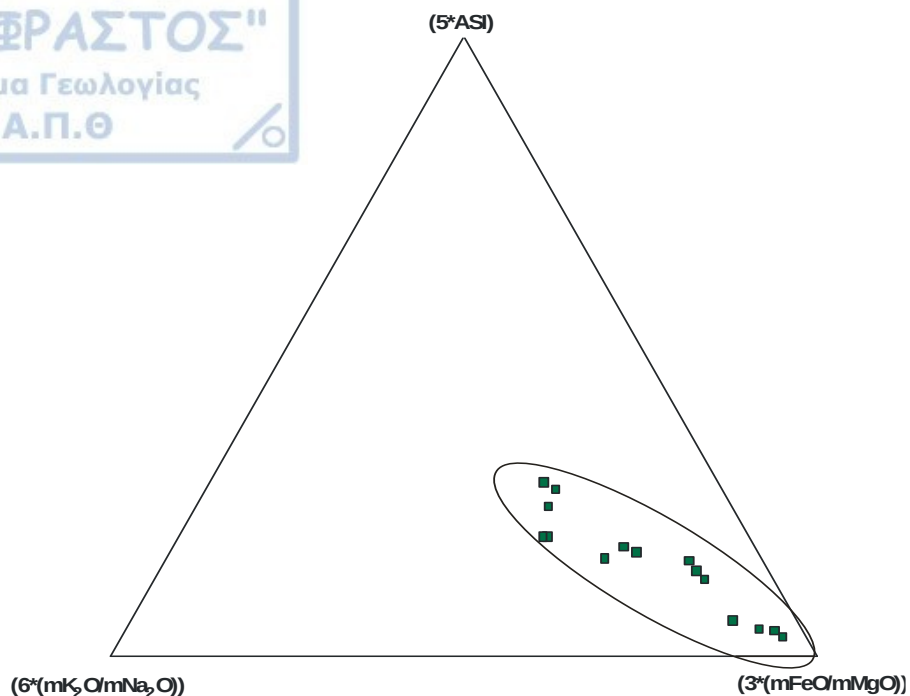
Προκειμένου να περιοριστούν οι πιθανές πηγές του γρανίτη της Δεσκάτης, τα δείγματα που αναλύθηκαν απεικονίζονται στα διαγράμματα των σχημάτων 5.1, 5.2 και 5.3 μαζί με πειραματικά δεδομένα που λαμβάνονται από πειράματα τήξης πρωτολίθων φλοιού. Τα δείγματα του γρανίτη της Δεσκάτης εμφανίζονται στο ίδιο πεδίο με πειραματικά τήγματα με $\text{SiO}_2=75,71\text{wt}\%$ (ποσοστό παρόμοιο των δειγμάτων του γρανίτη της Δεσκάτης) από χαλαζιακό υπεραργλικό γνεύσιο κάτω από πίεση $P=3\text{kbar}$ και θερμοκρασία $T=800\text{ }^\circ\text{C}$ (Holtz & Johannes 1991) και με πειραματικά τήγματα με SiO_2 που κυμαίνεται από 71,74 έως 73,23wt% (ποσοστό παρόμοιο των δειγμάτων του γρανίτη της Δεσκάτης) από όξινο χαρνοκίτη και γρανατούχο γρανουλίτη κάτω από πίεση $P=6,9\text{kbar}$ και θερμοκρασία $T=950\text{ }^\circ\text{C}$ (Beard et al. 1994).



Σχήμα 5.1: Προβολή των δειγμάτων του γρανίτη της Δεσκάτης στο τριγωνικό διάγραμμα ASI/5-15CaO-5K₂O(molar). Στην περιοχή που περικλείεται από τη συνεχή γραμμή προβάλλονται τα πειραματικά δεδομένα τηγμάτων διαφορετικών πρωτολίθων του φλοιού (Beard et al. 1994, Holtz & Johannes 1991, Carrington & Watt 1995, Patino Douce 1997). Συμβολισμός όπως σχήμα 2.1.



Σχήμα 5.2: Προβολή των δειγμάτων του γρανίτη της Δεσκάτης στο τριγωνικό διάγραμμα $5(\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) + \text{CaO})(\text{molar}) - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}(\text{molar}) - 4(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO})(\text{molar})$. Στην περιοχή που περικλείεται από τη συνεχή γραμμή προβάλλονται τα πειραματικά δεδομένα τηγμάτων διαφορετικών πρωτολίθων του φλοιού (Rapp 1995, Patino Douce 1997, Skjerlie & Johnston 1993, Holtz & Johannes 1991, Beard et al. 1994, Patino Douce & Beard 1996, Montel & Vielzeuf 1997, MacRae & Nesbitt 1980). Συμβολισμός όπως σχήμα 2.1.



Σχήμα 5.3: Προβολή των δειγμάτων του γρανίτη της Δεσκάτης στο τριγωνικό διάγραμμα 5ASI-6(K₂O/Na₂O)(molar)-3(FeO/MgO)(molar). Στην περιοχή που περικλείεται από τη συνεχή γραμμή προβάλλονται τα πειραματικά δεδομένα τηγμάτων διαφορετικών πρωτολίθων του φλοιού (Beard & Lofgren 1991, Rapp 1995, Skjerlie & Johnston 1993, Holtz & Johannes 1991, Beard et al. 1994, Patino Douce & Beard 1996, MacRae & Nesbitt 1980, Pickering & Johnston 1998, Gardien et al. 1995). Συμβολισμός όπως σχήμα 2.1.

6. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Πολλές αναφορές έχουν γίνει για το γεωτεκτονικό περιβάλλον το οποίο επικρατούσε κατά τη διείσδυση του γρανίτη της Δεσκάτης.

Ο Katerinopoulos et al. (1998) υποστηρίζει ότι όσον αφορά τα κριτήρια του Pearce et al. (1984) τα δείγματα που μελετήθηκαν εμφανίζουν γεωχημικά χαρακτηριστικά που μπορούν να αποδοθούν ταυτόχρονα σε γρανίτες που σχηματίστηκαν σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου και σε ενδοπλακικούς γρανίτες. Τα κανονικοποιημένα ως προς γρανίτη μεσσωκεάνιας ράχης γεωχημικά διαγράμματα για αντιπροσωπευτικά δείγματα έχουν μορφή παρόμοια με τυπικού γρανίτη ηφαιστειακού τόξου και συγκεκριμένα του γρανίτη της Χιλής (Pearce et al. 1984). Χαρακτηρίζονται από έντονο εμπλουτισμό σε K, Rb, Ba και Th, σε σχέση με το Nb, το Ce, το Zr, το Sm, το Y και το Yb, αρνητικές ανωμαλίες για το Nb και το Zr και χαμηλές τιμές Y και Yb σε σχέση με τις κανονικοποιημένες συστάσεις. Παράλληλα, το πέτρωμα που μελετάται θα μπορούσε να θεωρηθεί ενδοπλακικός γρανίτης, σύμφωνα με τα κριτήρια του Pearce et al. (1984), καθώς τα κανονικοποιημένα ως προς γρανίτη μεσσωκεάνιας ράχης γεωχημικά πρότυπα είναι παρόμοια με αυτά του γρανίτη του Skaergaard, ο οποίος θεωρείται μία τυπική ενδοπλακική διείσδυση. Παρουσιάζουν υψηλά ποσοστά Rb και Th σε σχέση με το Nb, το οποίο είναι ένα χαρακτηριστικό μοτίβο όπου ο φλοιός είναι κυρίαρχος, και επίπεδες τάσεις από το Zr έως το Yb με τιμές κοντά στις κανονικοποιημένες.

Στα διαγράμματα Nb-Y (Pearce et al. 1984) και Rb-(Y+Nb) (Pearce et al. 1984) του Katerinopoulos et al. (1998) τα δείγματα προβάλλονται στα πεδία WPG και VAG. Τα κανονικοποιημένα ως προς πρωτογενή μανδύα αραχνοειδή διαγράμματα (Wood et al. 1979) παρουσιάζουν γεωχημικά χαρακτηριστικά όπως οι λόγοι LILE/HFS και έντονες αρνητικές ανωμαλίες Nb, P και Ti, τυπικό χαρακτηριστικό όλων μαγμάτων ζωνών καταβύθισης. Αυτά τα χαρακτηριστικά υποδεικνύουν μία σχέση των μελετούμενων πλουτωνικών πετρωμάτων με ένα γεωτεκτονικό περιβάλλον υποβύθισης, σύμφωνα με τις πετρολογικές παρατηρήσεις που έγιναν που υποδεικνύουν μία συντεκτονική διείσδυση, αποκλείοντας όμως την περίπτωση της ενδοπλακικής γένεσης του γρανίτη. Επομένως, η προβολή ορισμένων δειγμάτων στο πεδίο WPG μπορεί να οφείλεται σε διάφορους τύπους αλλοίωσης, σύνηθες φαινόμενο στο συγκεκριμένο πέτρωμα (Katerinopoulos 1993). Σε σχέση με άλλα γρανιτικά πετρώματα στην Ελλάδα (Baltatzis et al. 1992, Katerinopoulos et al. 1992a) ο γρανίτης της Δεσκάτης έχει εντονότερες αρνητικές ανωμαλίες Ba, Sr, Nb, P και Ti. Ο μέσος ηπειρωτικός φλοιός έχει

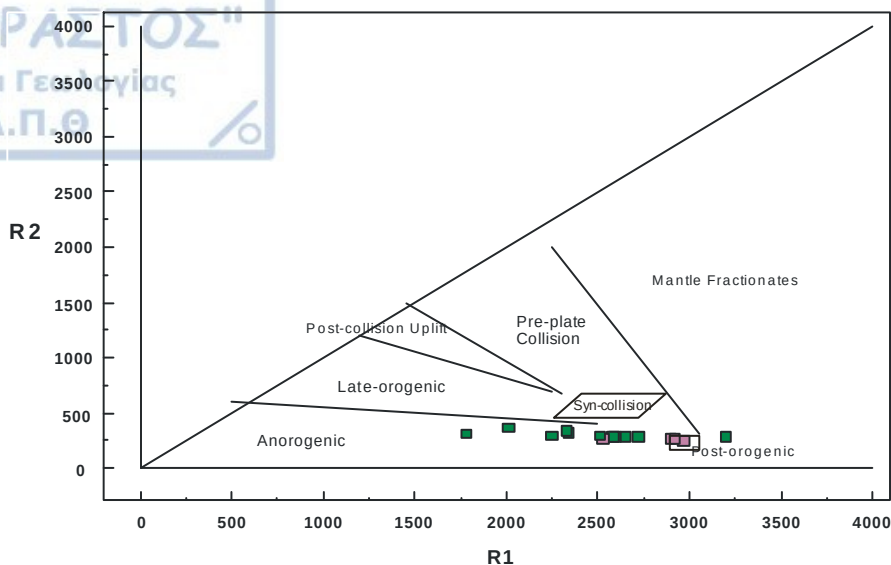
αρκετά διακριτές αρνητικές ανωμαλίες για αυτά τα στοιχεία (Jones et al. 1992), έτσι μπορούμε να υποθέσουμε μία μεγάλη συμμετοχή του φλοιού στη σύνθεση του μητρικού μάγματος.

Τα γεωχημικά δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν σε ποικίλα διακριτικά διαγράμματα προκειμένου να αποσαφηνιστεί το γεωτεκτονικό περιβάλλον του γρανίτη της Δεσκάτης.

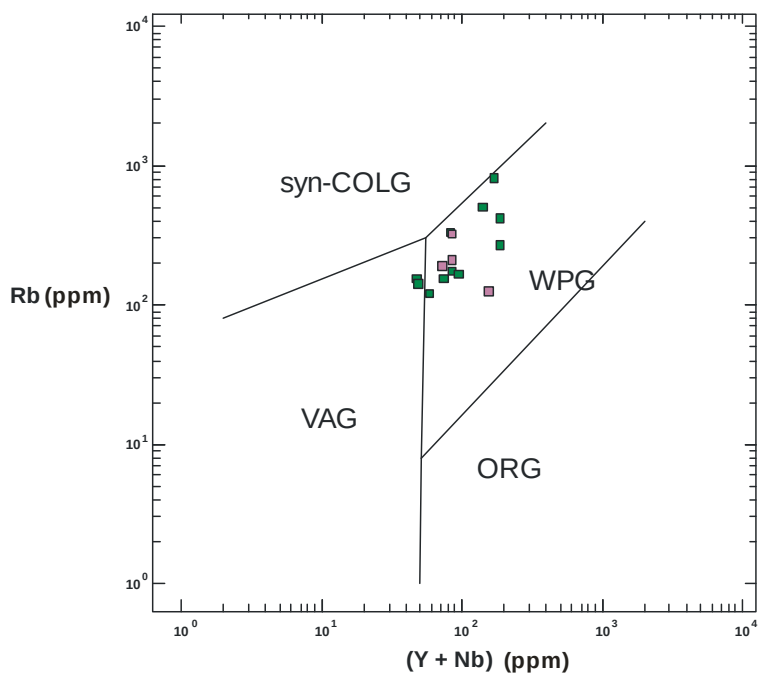
Με βάση τα κύρια στοιχεία τα δείγματα προβάλλονται κυρίως στο διάγραμμα R1-R2 (Batchelor & Bowden 1985) στο πεδίο 5 των ανορογενετικών γρανιτών. Τρία δείγματα προβάλλονται στο πεδίο 7 των μετα-ορογενετικών γρανιτών και μόνο ένα δείγμα προβάλλεται στο πεδίο 1 των γρανιτών από διαφοροποίηση μανδουακού υλικού (Σχήμα 6.1).

Με βάση τα ιχνοστοιχεία στο διάγραμμα Rb-(Y+Nb) (Pearce et al. 1984) τα δείγματα προβάλλονται κατά κύριο λόγο στο πεδίο WPG και μόνο δύο δείγματα προβάλλονται στο πεδίο VAG (Σχήμα 6.2). Παρόμοια εικόνα δίνει το διάγραμμα Nb-Y (Pearce et al. 1984) στο οποίο όλα τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο WPG, εκτός τριών δειγμάτων που προβάλλονται στο πεδίο VAG+syn-COLG (Σχήμα 6.3). Στο διάγραμμα Ta-Yb (Pearce et al. 1984) τα δείγματα προβάλλονται στα πεδία WPG και VAG (Σχήμα 6.4), ενώ στο διάγραμμα Rb-(Yb+Ta) (Pearce et al. 1984) στα πεδία WPG, VAG και syn-COLG (Σχήμα 6.5). Όμως τα διαγράμματα Pearce et al. (1984) αδυνατούν να διακρίνουν τα post-COLG γρανιτικά πετρώματα από τα VAG, διάκριση που επιτυγχάνεται με τα διαγράμματα RB-Ta-Hf των Harris et al. (1986). Τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο III των μετα-ορογενετικών γρανιτών και ελάχιστα στο πεδίο II των συνορογενετικών γρανιτών (Σχήμα 6.6).

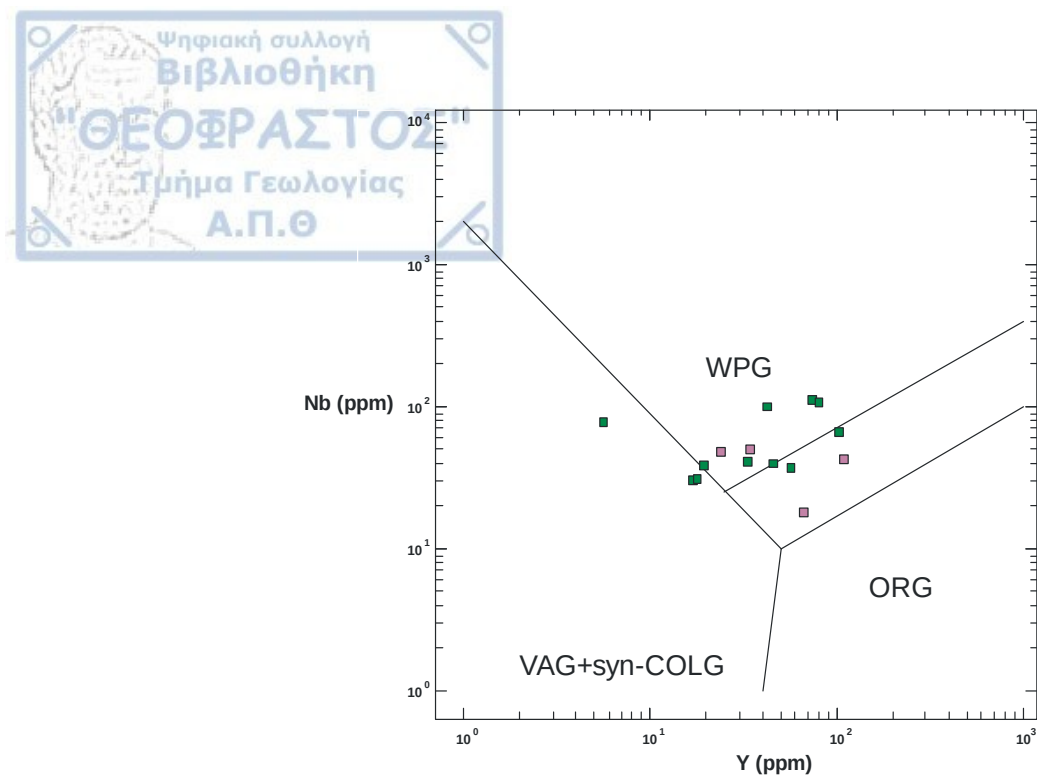
Συνοψίζοντας, σύμφωνα με τα διαγράμματα του Pearce et al. (1984) και του Harris et al. (1986), το μεγαλύτερο ποσοστό των δειγμάτων προβάλλονται στο πεδίο των ενδοπλακικών γρανιτών (WPG).



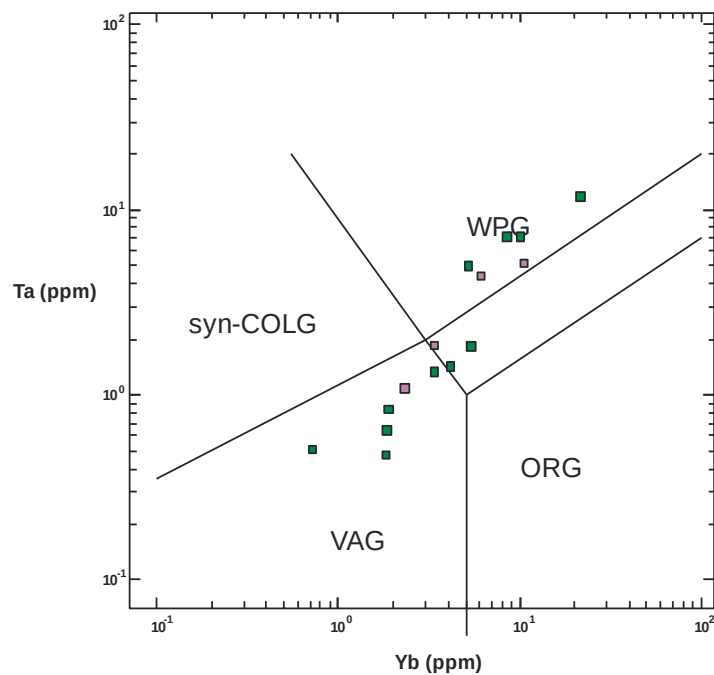
Σχήμα 6.1: Διάγραμμα R1-R2 των Batchelor & Bowden (1985). [R1: $6Ca+2Mg+Al$, R2: $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$]. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.



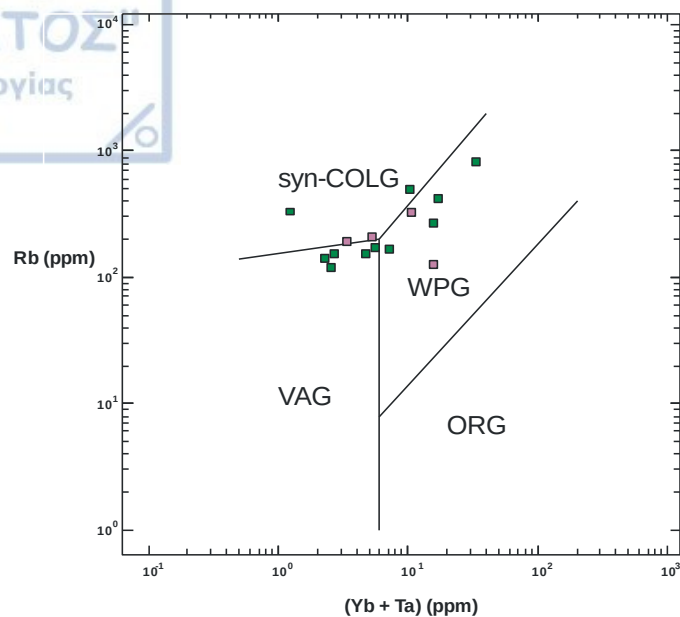
Σχήμα 6.2: Στο διάγραμμα Rb-(Y+Nb) των Pearce et al. (1984) τα δείγματα προβάλλονται κατά κύριο λόγο στο πεδίο WPG. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.



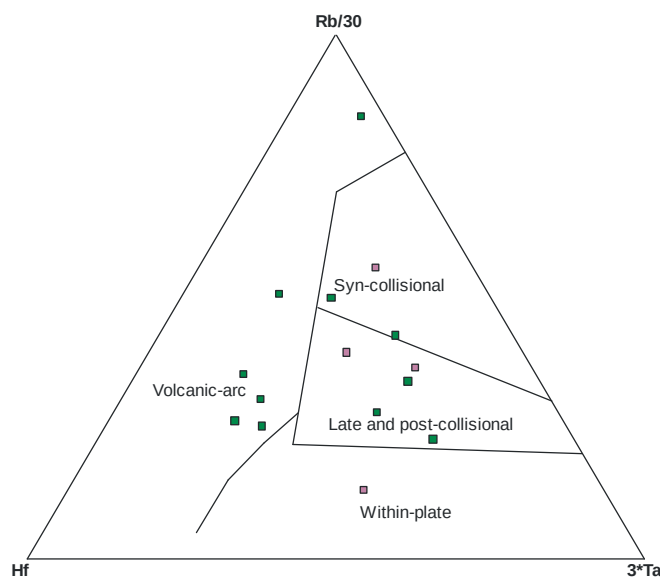
Σχήμα 6.3: Στο διάγραμμα Nb-Y των Pearce et al. (1984) όλα σχεδόν τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο WPG. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.



Σχήμα 6.4: Στο διάγραμμα Ta-Yb των Pearce et al. (1984) τα δείγματα προβάλλονται στα πεδία WPG και VAG. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.



Σχήμα 6.5: Στο διάγραμμα Rb-(Yb+Ta) των Pearce et al. (1984) τα δείγματα προβάλλονται στα πεδία WPG, VAG και syn-COLG. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.



Σχήμα 6.6: Στο διάγραμμα RB-Ta-Hf των Harris et al. (1986) τα δείγματα προβάλλονται κυρίως στο πεδίο VA των πλουτωνικών ηφαιστειακών τόξων (πριν από τη σύγκρουση των πλακών), ενώ μερικά δείγματα προβάλλονται στο πεδίο III των μετα-ορογενετικών γρανιτών και ελάχιστα στο πεδίο II των συνορογενετικών γρανιτών. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.

7. ΓΕΝΕΣΗ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

Η προβολή του γρανίτη της Δεσκάτης στο πεδίο WPG του διαγράμματος του Pearce et al. (1984) είναι μία ένδειξη ότι το πέτρωμα σχετίζεται με Α-τύπου μαγματισμό (Pearce et al. 1984, Whalen et al. 1987, Eby 1990). Στην πραγματικότητα ο γρανίτης της Δεσκάτης έχει χαρακτηριστικά Α-τύπου γρανίτη, όπως έχει επισημανθεί από πολλούς συγγραφείς για διάφορες περιπτώσεις τέτοιου τύπου, π.χ. Collins et al. (1982), Whalen et al. (1987), Eby (1990), Landenberger & Collins (1996), Mohamed et al. (1999). Συγκεκριμένα, τα δείγματα του πετρώματος που μελετάται:

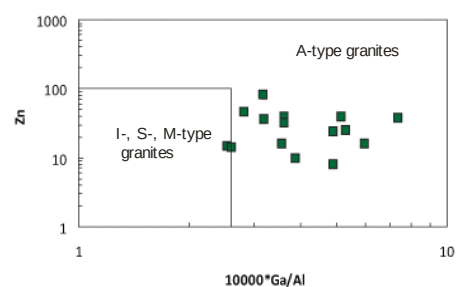
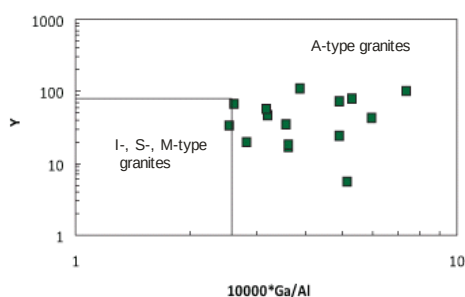
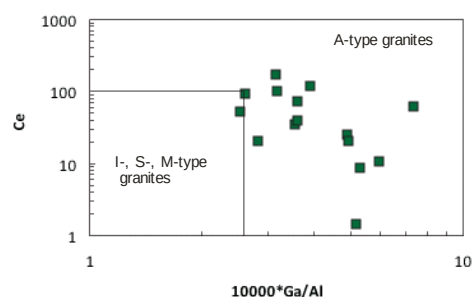
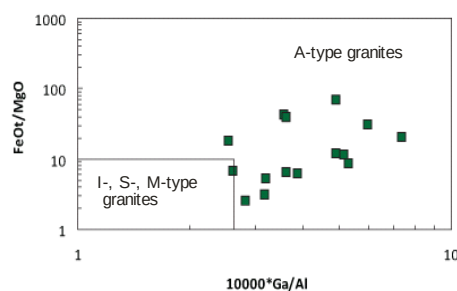
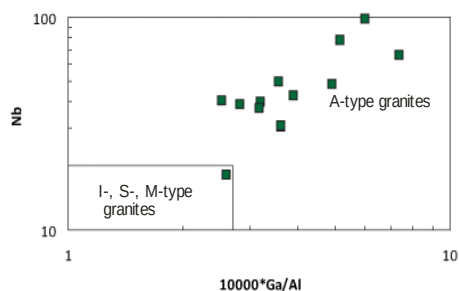
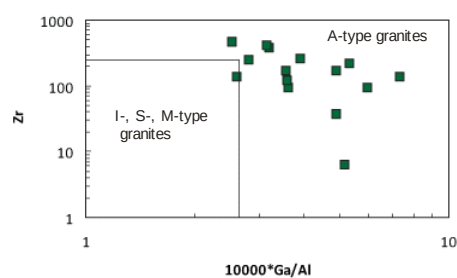
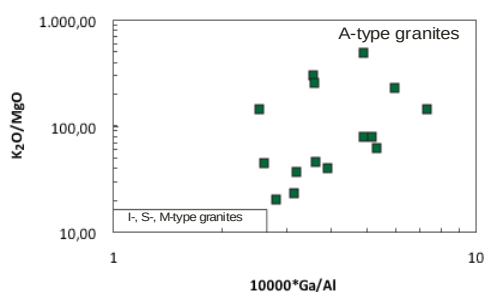
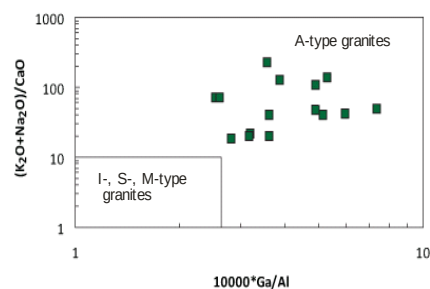
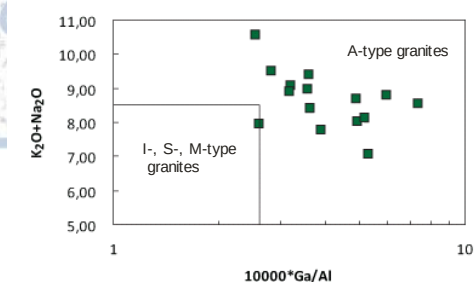
1. προβάλλονται στο πεδίο WPG των διακριτικών διαγραμμάτων του Pearce et al. (1984) (Σχήματα 6.2-6.5),
2. είναι υπεραργιλικά (Σχήμα 3.3),
3. παρουσιάζουν χαμηλές τιμές MgO (0.01 έως 0.32) και CaO, υψηλές τιμές στα αλκάλια και υψηλές αναλογίες FeOt/MgO,
4. έχουν υψηλές περιεκτικότητες σε Zr, Nb, Y, Ga και REE, καθώς και έντονη αρνητική ανωμαλία Eu (Σχήμα 3.5),
5. περιλαμβάνουν πλούσιο σε Fe βιοτίτη (αννίτης),
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 $10000 \cdot Ga/Al$ του Whalen et al. (1987) (Σχήμα 7.1) και στα διαγράμματα FeOt/MgO και $10000 \cdot Ga/Al$ σε σχέση με το $Zr+Nb+Ce+Y$ του Eby (1990) (Σχήμα 7.2).

Στα σχήματα 7.3, 7.4, 7.5 και 7.6 (Eby 1992) τα δείγματα προβάλλονται τόσο στο πεδίο των Α1 τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α2. Οι Α1-τύπου γρανίτες υποδεικνύουν ενδοπλακικό μαγματισμό, ενώ οι Α2 μαγματισμό μετά τη σύγκρουση (Poli et al. 2009).

Διάφοροι μηχανισμοί έχουν θεωρηθεί πιθανοί να εξηγήσουν τη γένεση Α-τύπου μαγμάτων. Οι κύριες ιδέες που έχουν συζητηθεί περιλαμβάνουν τα ακόλουθα: (1) Αλκαλικά μάγματα προερχόμενα από το μανδύα κρυσταλλώνονται και παράγουν υπολειμματικά γρανιτικά τήγματα. (2) Αλκαλικά μάγματα προερχόμενα από το μανδύα έρχονται σε επαφή με πετρώματα του φλοιού και παράγουν ένα συνηθισμένο τήγμα το οποίο κρυσταλλώνεται και δίνει πέτρωμα με γρανιτική σύσταση ή εναλλακτικά το συνηθισμένο μάγμα έρχεται σε επαφή με χαλαζιακά φλοιϊκά πετρώματα σχηματίζοντας εντέλει ένα γρανιτικό υβρίδιο. (3) Η μη αναμειξιμότητα των ρευστών απαντάται σε μικρή κλίμακα σε

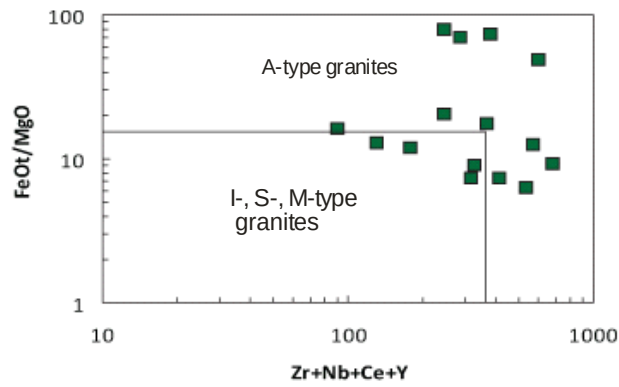
πολλά βασαλτικά τήγματα και έχει προταθεί ως πιθανή πηγή προέλευσης υπεραργιλικών γρανιτικών μαγμάτων. (4) Θερμοβαρυτική διάχυση σε υγρή κατάσταση έχει προταθεί ως η πηγή προέλευσης των χημικών διαφοροποιήσεων σε κάποια Α-τύπου ρυολιθικά μάγματα. (5) Κρυστάλλωση ενός Ι-τύπου μητρικού μάγματος με αποτέλεσμα την παραγωγή ενός Α-τύπου υπολειμματικού υγρού. (6) Τα μάγματα Α-τύπου είναι το αποτέλεσμα της τήξης κατώτερου φλοιού υπό τη συντηκτική επίδραση πτητικών προερχόμενων από το μανδύα. (7) Άμεση υψηλής θερμοκρασίας μερική τήξη απεμπλουτισμένης Ι-τύπου πηγής στον κατώτερο ηπειρωτικό φλοιό σχηματίζει τα μάγματα Α-τύπου. Ένας σημαντικός στόχος αυτών των μοντέλων είναι να εξηγήσουν την υψηλή απόλυτη περιεκτικότητα ενός αριθμού ασυμβίβαστων και HFS στοιχείων και γενικά τον χαρακτήρα φτωχών σε H_2O , αλλά συχνά πλούσιων σε αλογόνα, μαγμάτων και των πετρωμάτων που σχηματίζονται από αυτά (Eby 1990).

Το πιο αξιόπιστο γενετικό μοντέλο από τα προαναφερθέντα για την προέλευση των γρανιτών Α-τύπου συνεπάγεται υψηλής θερμοκρασίας μερική τήξη απεμπλουτισμένου Ι-τύπου μητρικού πετρώματος (ένα γρανουλιτικό υπόλειμμα) στον κατώτερο ηπειρωτικό φλοιό (Collins et al. 1982, Clemens et al. 1986, Whalen et al. 1987). Σε ένα τέτοιο μοντέλο, η τήξη πιθανώς θα συνεπάγεται άνυδρη κατάρρευση των υπολειμματικών, πλούσιων σε αλογόνα μαρμαρυγιών και αμφιβόλων. Η τήξη θα μπορούσε, επίσης, να συμβεί σε ένα σύστημα παρουσία υγρών, στο οποίο η υποφλοιϊκή πηγή μπορεί να προμηθεύει άλλα είδη πτητικών, εκτός H_2O (Bailey 1974, Clemens & Wall 1981). Και στις δύο περιπτώσεις, τα τήγματα μπορούν να είναι σχετικά φτωχά σε νερό. Η τήξη, κατ' ανάγκη, λαμβάνει χώρα σε υψηλές θερμοκρασίες εξαιτίας της σχετικά δύστηκτης φύσης των εν λόγω μητρικών πετρωμάτων. Πρόσφατα, ωστόσο, η γένεση των Α-τύπου γρανιτών έχει ερμηνευθεί ως η μερική τήξη μη υπολειμματικών πυριγενών πετρωμάτων του φλοιού τοναλιτικής έως γρανοδιοριτικής σύστασης σε πιέσεις μέσου φλοιού (Creaser et al. 1991 και Skjerlie & Johnston 1993). Ένα εναλλακτικό μοντέλο για την προέλευση των γρανιτών Α-τύπου περιλαμβάνει μερική τήξη μιας πηγής κατώτερου φλοιού αφυδατωμένης, αλλά όχι γεωχημικά απεμπλουτισμένης (Landenberger & Collins 1996).

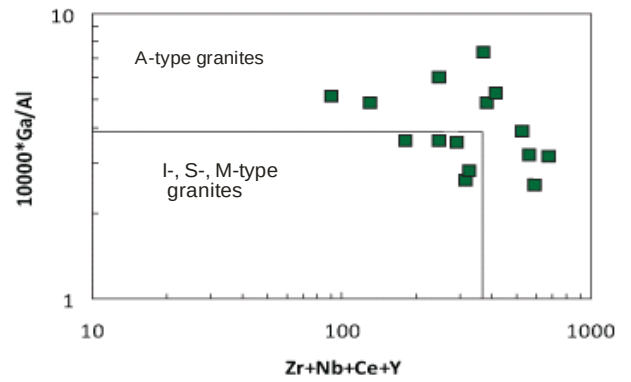


Σχήμα 7.1: Προβολή των δειγμάτων του γρανίτη της Δεσκάτης στα διακριτικά διαγράμματα των Whalen et al. (1987). Συμβολισμός όπως σχήμα 2.1.

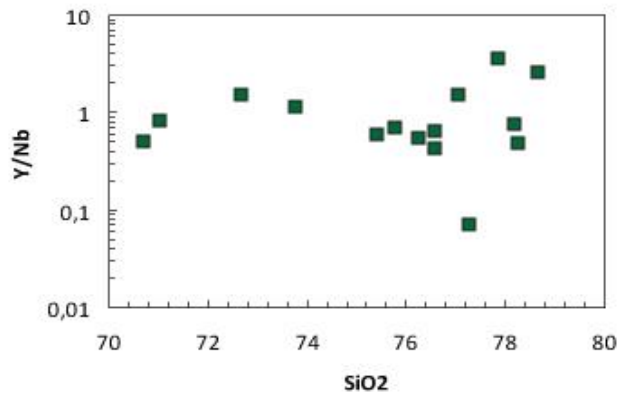
Τα δείγματα προβάλλονται ως επί των πλείστων στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών.



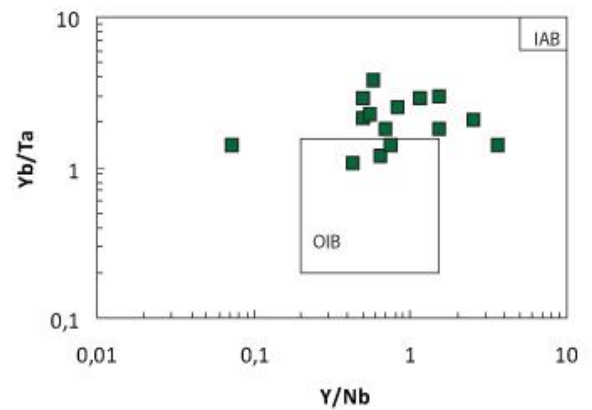
α



β



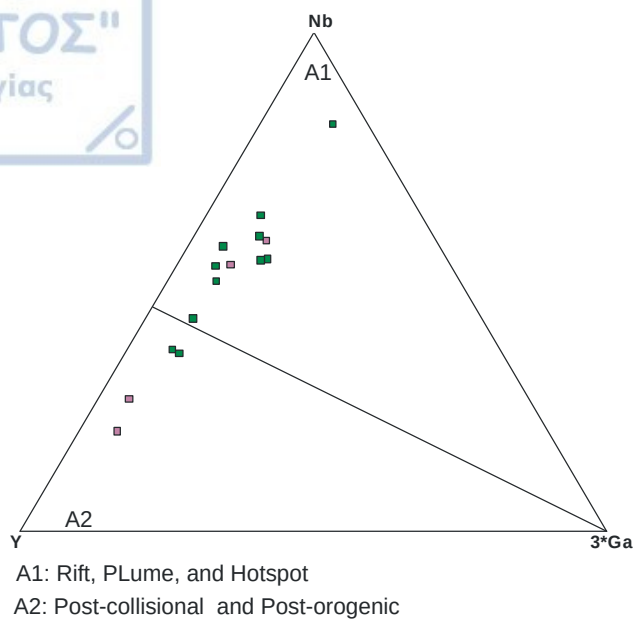
γ



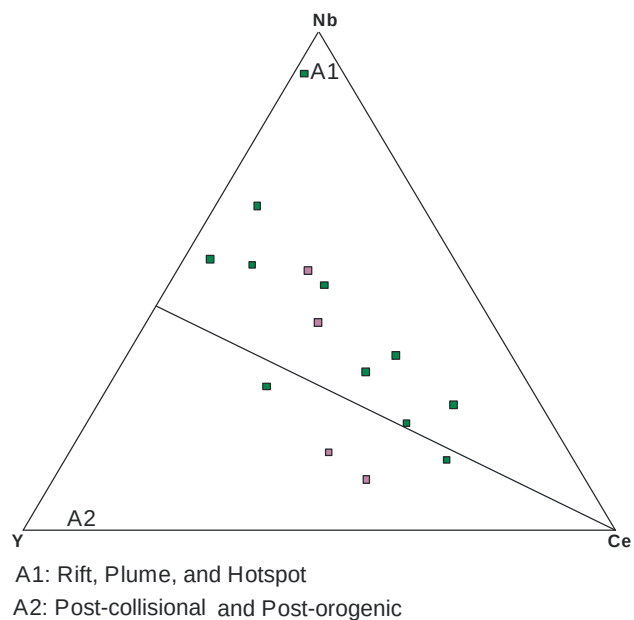
δ

Σχήμα 7.2: α, β: Διακριτικά διαγράμματα του Eby (1990) για τα δείγματα του γρανίτη της Δεσκάτης. γ: Διάγραμμα μεταβολής Y/Nb-SiO₂. δ: Διάγραμμα μεταβολής του Eby (1990). OIB: Βασάλτες ωκεάνιων νησιών. IAB: Βασάλτες νησιώτικου τόξου. Συμβολισμός όπως σχήμα 2.1.

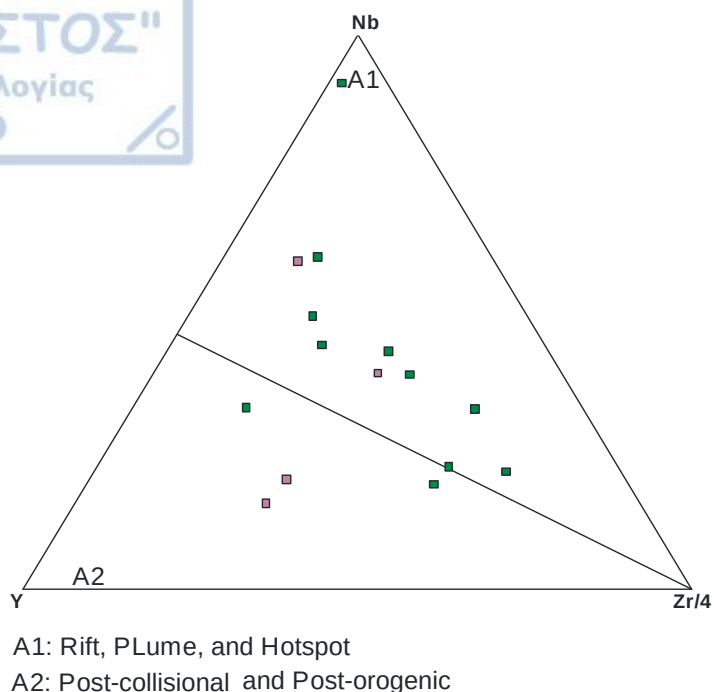
Τα δείγματα προβάλλονται ως επί των πλείστων στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών.



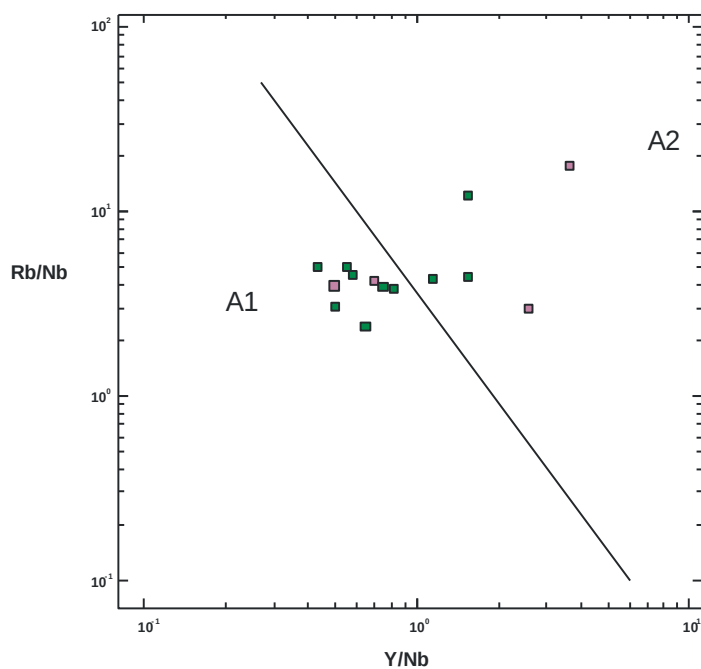
Σχήμα 7.3: Τριγωνικό διάγραμμα του Eby (1992). A1: γρανίτες ενδοπλακικής διάρρηξης και θερμής κηλίδας. A2: Μετά τη σύγκρουση και μετα-ορογενετικοί γρανίτες. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.



Σχήμα 7.4: Τριγωνικό διάγραμμα του Eby (1992). A1: γρανίτες ενδοπλακικής διάρρηξης και θερμής κηλίδας. A2: Μετά τη σύγκρουση και μετα-ορογενετικοί γρανίτες. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.



Σχήμα 7.5: Τριγωνικό διάγραμμα του Eby (1992). A1: γρανίτες ενδοπλακικής διάρρηξης και θερμής κηλίδας. A2: Μετά τη σύγκρουση και μετα-ορογενετικοί γρανίτες. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.



Σχήμα 7.6: Διάγραμμα Rb/Nb - Y/Nb (Eby 1990 & 1992) που διακρίνει τα δείγματα σε A1-τύπου και A2-τύπου. Συμβολισμός όπως σχήμα 3.1.

8. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το αντικείμενο της εργασίας αυτής είναι η γεωχημική μελέτη και η πετρογραφία του γρανίτη της Δεσκάτης με στόχο την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με το περιβάλλον στο οποίο δημιουργήθηκε, την ηλικία του και τη γένεσή του. Με βάση τα πετρογραφικά, ορυκτοχημικά, γεωχημικά δεδομένα και τις γεωχρονολογήσεις του γρανίτη της Δεσκάτης, συμπεραίνεται ότι:

1. Ο γρανίτης της Δεσκάτης διεισδύει τα μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας των Πιερίων-Καμβουνίων, ένα δομικό στοιχείο της Πελαγονικής μάζας, και συγκεκριμένα στον ανώτερο ορίζοντα του κρυσταλλοσχιστώδους υπόβαθρου Παλαιοζωικής ηλικίας (Σταμάτης 1987, Katerinopoulos et al. 1994).

2. Τα εξετασθέντα δείγματα ταξινομούνται κυρίως ως αλκαλιγρανίτες σύμφωνα με την ταξινόμηση των Streckeisen & LeMaitre (1979).

3. Ο γρανίτης είναι υπεραργιλικός, όπως προσδιορίζεται από το διάγραμμα χημικής ταξινόμησης των Maniar & Piccoli (1989).

4. Τα κύρια πρωτογενή ορυκτά του πετρώματος είναι ο χαλαζίας, ο καλιούχος άστριος, το πλαγιόκλαστο και ο βιοτίτης. Ως επουσιώδη ορυκτά αναγνωρίζονται, ο αλλανίτης, το ζirkόνιο, ο απατίτης, ο τιτανίτης και ο χλωρίτης. Στα δευτερογενή ορυκτά περιλαμβάνονται ορυκτά της ομάδας του επιδότου, μοσχοβίτης, γρανάτης, σπινέλλιος και ανακρυσταλλωμένος χαλαζίας.

5. Στα διαγράμματα οξειδίων, και ιδιαίτερα στο διάγραμμα K_2O-SiO_2 ξεχωρίζει μία ομάδα δειγμάτων υψηλού K_2O , η οποία μειώνεται από 6.0% σε 4.39% με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 στο εν λόγω διάγραμμα.

6. Για την ηλικία του γρανίτη δίνονται 233 ± 3 εκ. χρόνια με Rb-Sr σε βιοτίτη (Katerinopoulos et al. 1998), και 704 ± 4.1 Ma και 700.9 ± 2.8 Ma από τον Alagna (2006). Οι Anders et al. (2006) χρονολόγησαν ζirkόνια από ένα δείγμα λευκοκρατικού γνευσίου στον οποίο διεισδύει ο γρανίτης της Δεσκάτης, η ηλικία του οποίου προσδιορίστηκε στα 699 ± 7 εκ. χρόνια.

7. Το πιο πιθανό γενετικό μοντέλο για την προέλευση του γρανίτη της Δεσκάτης είναι είτε η μερική τήξη πηγής γνευσιακής σύστασης σε συνθήκες πίεσης $P=3\text{kbar}$ και θερμοκρασίας $T=800^\circ\text{C}$ είτε η τήξη χαρνοκίτη ή/και γρανατούχο γρανουλίτη κάτω από πίεση $P=6,9\text{kbar}$ και θερμοκρασία $T=950^\circ\text{C}$.

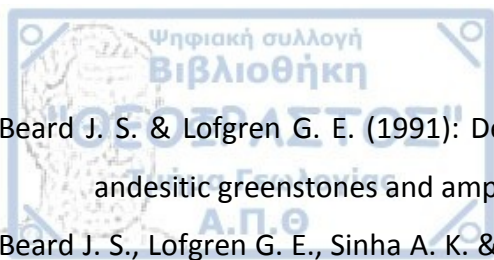
8. Με βάση τα κύρια στοιχεία και τα ιχνοστοιχεία φαίνεται ότι ο γρανίτης της Δεσκάτης συνδέεται με περιβάλλον ενδοπλακικού μαγματισμού.

9. Το πέτρωμα έχει χαρακτηριστικά Α-τύπου γρανιτών. Συγκεκριμένα: είναι υπεραργιλικό, παρουσιάζει μικρές περιεκτικότητες MgO και CaO , είναι πλούσιο σε αλκάλια, έχει υψηλές τιμές λόγου $FeOt/MgO$, είναι πλούσιο σε Zr , Nb , Y , Ga και REE , παρουσιάζει έντονη αρνητική ανωμαλία Eu (εκτός από ένα δείγμα), προβάλλεται στο πεδίο WPG των διαγραμμάτων των Pearce et al. (1984) και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών των διαγραμμάτων των Whalen et al. (1987) και του Eby (1990).

Η ηλικία του γρανίτη της Δεσκάτης των 699 ± 7 Ma ($MSWD=0.65$) που υποδεικνύεται από τους Anders et al. (2006) με τη μέθοδο U-Pb σε ζirkόνια από ένα δείγμα λευκοκρατικού γνευσίου (P170) και η ηλικία των 704 ± 4.1 Ma και 700.9 ± 2.8 Ma που προκύπτει με τη μέθοδο U-Pb από κρυστάλλους ζirkονίου από δύο δείγματα του γρανίτη της Δεσκάτης αντίστοιχα (DESK13 και DESK25) που διαχώρισε ο Alagna (2006) θεωρείται ως η ηλικία κρυστάλλωσης του γρανίτη και τοποθετεί τη γέννησή του στο Ανώτερο Πρωτεροζωικό. Η ηλικία των 233 ± 3 Ma με τη μέθοδο Rb-Sr σε μοσχοβίτη-ολικό πέτρωμα που προκύπτει από τους Katerinopoulos et al. (1998) μπορεί να ερμηνευθεί ως ένα τεκτονικό/μεταμορφικό γεγονός που έλαβε χώρα στην περιοχή και «μηδένισε» το ισοτοπικό ρολόι του βιοτίτη. Σημειώνεται ότι η ηλικία κρυστάλλωσης που έχει υπολογιστεί για το γρανίτη της Δεσκάτης είναι κατά πολύ μεγαλύτερη των υπόλοιπων πλουτωνιτών της περιοχής, των οποίων οι ηλικίες κρυστάλλωσης ανήκουν στο Παλαιοζωικό. Η ταύτιση της ηλικίας του γρανίτη με αυτή των περιβαλλόντων πετρωμάτων δημιουργεί την υπόνοια ότι ίσως τα χρονολογημένα ζirkόνια του γρανίτη, δεν είναι μαγματικά αλλά κληρονομημένα και συνεπώς η ηλικία του μπορεί να είναι πολύ νεώτερη του Ανώτερου Πρωτεροζωικού.

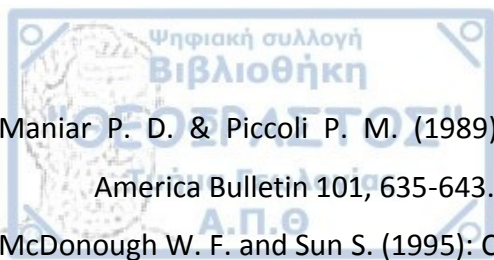
9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Κίλιας Α. & Μουντράκης Δ. (1989): Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής. Τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 23/1, 29-46.
- Κίλιας Α. (1980): Γεωλογική και τεκτονική μελέτη της περιοχής του ανατολικού Βαρνούντα (ΒΔ Μακεδονία). Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστημονική επετηρίδα της Φυσικομαθηματικής σχολής, παράρτημα αριθμός 16 του 19^{ου} τόμου, 271.
- Κορωνάιος Α., Σολδάτος Τ., Χριστοφίδης Γ. & Γερούκη Φ. (2000): Συγκριτική Γεωχημική μελέτη πλουτωνιτών της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης. 1^ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας Ορυκτολογίας & Γεωχημείας, Κοζάνη.
- Μουντράκης Δ. (1983): Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Πραγματεία για Υψηγεία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 289.
- Μουντράκης Μ. Δ. (2007): Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 207.
- Μουντράκης Μ. Δ. (2010): Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 105-119.
- Σταμάτης Α. (1987): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, Φύλλο Δεσκάτη, ΙΓΜΕ.
- 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). Università degli Studi di Perugia.
- Anders B., Reischmann T., Kostopoulos D. & Poller U. (2006): The oldest rocks of Greece: first evidence for a Precambrian terrane within the Pelagonian Zone. Geol. Mag. 143 (1), 41-58.
- Bailey D. K. (1974): Continental rifting and alkaline magmatism. In H. Sorensen, Ed. The alkaline rocks, 148-159. John Wiley, London.
- Baltatzis E., Esson J. & Mitropoulos P. (1992): Geochemical characteristics and petrogenesis of the main granitic intrusions of Greece: an application of trace element discrimination diagrams. Min. Mag., 56, p. 487-501.
- Batchelor R. A. & Bowden P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology 48, 43–55.

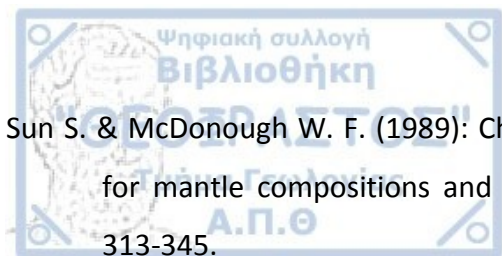


- Beard J. S. & Lofgren G. E. (1991): Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9kb. *Journal of Petrology*, 32, 365-401.
- Beard J. S., Lofgren G. E., Sinha A. K. & Tollo R. P. (1994): Partial melting of apatite-bearing charnokite, granulite and diorite: Melt compositions, restite mineralogy and petrologic implications. *J. Geoph. Res.*, 99, B11, 21591-21603
- Brunn J.H. (1956): Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Annales géol. pays hellén.*, 1re série, t. 7, 358 p., 20 pl.
- Carrington D. P. & Watt G. R. (1995): A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chemical Geology* 122, 59-76.
- Clemens J. D. & Wall V. J. (1981): Crystallization characteristics some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canad. Miner.* 19, 111-132.
- Clemens J. D., Holloway J. R., White A. J. R. (1986): Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, Volume 71, 317-324.
- Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., 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. & Wormald R. J. (1991): A-type granite revisited: assesement of residual source model. *Geology* 19, 163-166.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. & Marshal M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagram and major element analysis – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183-210.
- Eby G. N. (1990): The A-type granitoids: A review of their occurance and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, Volume 26, Issues 1–2, 115–134.
- Eby G. N. (1992): Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, Volume 20, 641-644.
- Gardien V., Thompson A. B., Grujic D. & Ulmer P. (1995): Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz $\pm$ muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* 100, 15581-15591.
- Godfriaux I. (1968): Etude geologique de la region de l' Olympe (Grece). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 19, 1-280.

- Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. (1986): Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C (eds) Collision Tectonics. Geological Society. London Special Publication 19, pp 67-81
- Holtz F., Johannes W. (1991): Genesis of peraluminous granites. I. Experimental investigation of melt composition at 3 and 5 kbar and reduced H₂O activity., J Petrol, 32, 935-958.
- Irvine T. N. & Baragar W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523-548.
- Jones C. A., Tarney J., Baker J. & Gerouki F. (1992): Tertiary granitoids of Rhodope, N. Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic orogen?. Tectonoph., 210, p. 1-21.
- Katerinopoulos A. (1993): Mineralogy of the Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece. (In print).
- Katerinopoulos A. (1996): Mineralogy of the Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece. Ann. Geol. Pays Hell. 37, 1141-1160.
- Katerinopoulos A., Kokkinakis A. & Kyriakopoulos K. (1994): Petrology and chemical characteristics of Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας τομ. XXX/3, 79-88, Πρακτικά 7^{ου} Επιστημονικού Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη.
- Katerinopoulos A., Kyriakopoulos K. & 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. (In print).
- Katerinopoulos A., Kyriakopoulos K., Del Moro A., Kokkinakis A. & Giannotti U. (1998): Petrology, Geochemistry and Rb/Sr Age Determination of Hercynian Granitic Rocks from Thessaly, Central Greece. Chemie der Erde 58, 64-79.
- Katsikatsos G., Migiros G., Triantafyllis M., Mettos A. (1986): Geological structure of internal Hellenides (E. Thessaly – SW Macedonia – Euboea – Attica – northern Cyclades Islands and Lesbos). Geol. Geoph. Res., Sp. Issue, p. 191-212.
- Landenberger B., Collins W. J. (1996): Derivation of A-type Granites from a Dehydrated Charnockitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. Journal of Petrology 37 (1), 145-170.
- MacRae N. D. & Nesbitt H. W. (1980): Partial melting of common metasedimentary rocks: A mass balance approach. Contributions to Mineralogy and Petrology, 75, 21-26.



- Maniar P. D. & Piccoli P. M. (1989): Tectonic discriminations of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101, 635-643.
- McDonough W. F. and Sun S. (1995): Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Migiros G. (1983): Geological study of the Kato Olympos area Thessaly. Ph. D. Thesis, Patra, p.204.
- Mohamed F. H., Kanisawa S. (1999/2000): The Pan-African Intrusive Complex of Ghorabat Area, Southern Egypt: Geochemical and Mineralogical Constraints on Arc-related and Anorogenic Magmatism. *Chemie der Erde* 59, 259-286.
- Montel J. M. & Vielzeuf D. (1997): Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 176-196.
- Mountrakis D. (1977): Observations on the shear fractures of the marbles of the North – Pelagonian zone. *Sci. Ann. Fac. Phys. Mathem. Univ. Thessaloniki* 17, 335-345.
- Patiño Douce A. E. & Beard J. S. (1996): Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration-melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology*, 36, 707-738.
- Patiño Douce A. E. (1997): Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25, 743-746.
- Pearce J. A., Harris N. W. & Tindle A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pickering J. M. & Johnston A. D. (1998): Fluid-absent melting behavior of a two-mica metapelite: Experimental constraints on the origin of Black Hills granite. *Journal of Petrology*, v. 39, 1787-1804.
- Poli G., Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Perugini D. & Langone A. (2009): Early Triassic Granitic Magmatism – Arnea and Kerkini complexes – In the Vertiskos Unit (Serbo-Macedonian massif, North-Eastern Greece) and its Significance in the Geodynamic Evolution of the area. Fabrizio Serra Editore, Pisa, Roma.
- Rapp R. P. (1995): Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. *Journal of Geophysical Research* 100.
- Skjerlie K. P. & 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. & LeMaitre R. W. (1979): A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen* 136, 169-206.



Sun S. & McDonough W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.

Vergely P. (1976): Chevauchement vers l' Ouest et retrocharriage vers l' Est des ophiolites: deux phases tectoniques au cours du Jurassique superieur – Eocretace dans les Hellenides internes. Bull. Soc. Geol. France 18, 231-244.

Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib Mineral Petrol 95, 407-419.

Wood C. M., Pieprzak P. & Trott J. N. (1979): The influence of temperature and anaemia on the adrenergic and cholinergic mechanisms controlling heart rate in the rainbow trout. Can. J. Zool. 57, 2440-2447.