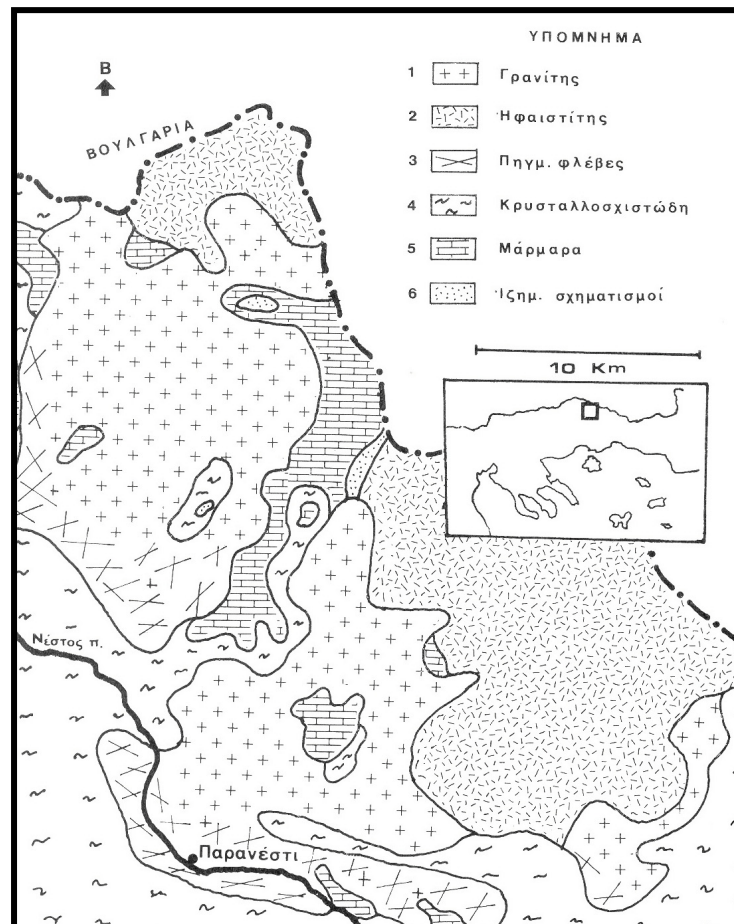


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ – ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ – ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΕΛΕΝΗΣ Χ. ΘΕΟΔΟΣΟΓΛΟΥ

**ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ
ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΠΑΡΑΝΕΣΤΙΟΥ**



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	ΣΕΛ.
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	
1. Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	1
1.1. Η Μάζα της Ροδόπης	1
1.2. Οι δύο Ενότητες	2
1.2.1. Ενότητα Σιδηρόνερου	3
1.2.2. Ενότητα Παγγαίου	3
2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	6
2.1. Γενικά για τον πλουτωνίτη	6
2.1.1. Ελατιά	8
2.1.2. Σκαλωτή	9
2.1.3. Παρανέστι	9
2.1.4. Ηλικία	12
2.2. Πετρογραφικοί τύποι	13
2.2.1. (Κεροστιλβικός) – Βιοιτικός Γρανοδιορίτης	13
2.2.2. Βιοιτικός Γρανίτης	14
2.2.3. Πηγματιτικές και απλιτικές φλέβες	14
2.2.4. Διμαρμαρυγιακός γρανίτης	15
2.2.4.1. Πλαγιόκλαστα	16
2.2.4.2. Καλιούχοι άστριοι	17
2.2.4.3. Χαλαζίας	17
2.2.4.4. Βιοτίτης	18
2.2.4.5. Μοσχοβίτης	18
2.2.4.6. Επουσιώδη ορυκτά	18
3. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ	20
3.1. Γενικά	20
3.2. Διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων	21
3.2.1. Al_2O_3	21
3.2.2. TiO_2	21
3.2.3. $FeOt$ ($FeO+Fe_2O_3$)	22
3.2.4. MgO	22

3.2.5.	CaO	23
3.2.6.	MnO	23
3.2.7.	Na ₂ O	23
3.2.8.	K ₂ O	24
3.2.9.	Na ₂ O+ K ₂ O	24
3.2.10.	P ₂ O ₅	25
3.3.	Διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων	31
3.3.1.	Rb	31
3.3.2.	Sr	32
3.3.3.	Ba	32
3.3.4.	Zn	33
3.3.5.	Ni	33
3.3.6.	Cr	34
3.3.7.	Pb	34
3.3.8.	Cu	35
3.3.9.	Co	35
3.4.	Φύση του μάγματος – Χημικά χαρακτηριστικά	40
4.	ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	47
4.1.	Γενικά	47
5.	ΕΞΕΛΙΞΗ – ΓΕΝΕΣΗ	51
5.1.	Προέλευση	51
5.2.	Θερμοκρασία κρυστάλλωσης	58
5.3.	Γένεση	59
	ΠΕΡΙΛΗΨΗ	63
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	64

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τη Μάζα της Ροδόπης, αφού μαζί με τη Σερβομακεδονική Μάζα αποτελούν τις μόνες περιοχές στον Ελλαδικό χώρο όπου κατά την επίκλυση της θάλασσας το Μ.-Α. Κρητιδικό, που κάλυψε το χώρο των εσωτερικών ελληνίδων, παρέμειναν χέρσοι.

Αρκετές μελέτες έχουν γίνει στα πλουτωνικά πετρώματα της Ροδοπικής Μάζας και συνεχίζονται ακόμη. Ένας από τους πλουτωνικούς όγκους όπου συνεχίζονται οι μελέτες είναι το σύμπλεγμα που επικράτησε να ονομάζεται πλουτωνίτης της Ελατίας – Σκαλωτής – Παρανεστίου (ΕΣΠ). Με τον πλουτωνικό όγκο ασχολήθηκαν παλαιότερα η ΚΟΤΟΠΟΥΛΗ (1981) με το κεντρικό τμήμα που το ονόμασε Σκαλωτή, ο ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ (1981) με το ανατολικότερο τμήμα του που ονομάστηκε Παρανέστι και ο ΣΟΛΔΑΤΟΣ (1985) με το δυτικό τμήμα του που ονομάζεται πλουτωνίτης της Ελατίας. Άλλοι ερευνητές που μελέτησαν την περιοχή είναι οι ΚΟΤΟΠΟΥΛΙ & ΡΕ-PIPER (1989), JONES et al. (1992), CHRISTOFIDES et al. (2001), SOLDATOS et al. (2001a,b).

Το αντικείμενο της διπλωματικής αυτής εργασίας είναι η μελέτη της γεωχημείας του πλουτωνικού όγκου του Παρανεστίου, αφού μέχρι σήμερα έχουν μελετηθεί μόνο τα κύρια στοιχεία και η πετρογένεσή του.

Οι επίκουροι καθηγητές κ. Τ. Σολδάτος και κ. Α. Κορωναίος ήταν οι επιβλέποντες της διπλωματικής αυτής εργασίας. Τους ευχαριστώ πολύ για την πολύτιμη βοήθεια και τη συμπαράστασή τους σε όλη τη διάρκεια της μελέτης αυτής.

Τα 18 δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν για να γίνουν οι χημικές αναλύσεις των ιχνοστοιχείων μου παραχωρήθηκαν από τον καθηγητή κ. Σ. Σκλαβούνο και θα ήθελα να τον ευχαριστήσω θερμά γι' αυτό.

Την κ. Λ. Παπαδοπούλου ευχαριστώ για τις διαλυτοποιήσεις των πετρωμάτων, καθώς επίσης και τη χημικό Δρ. Ε. Κόταλη-Θεοδωρίδου για τις χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων.

Τέλος, ευχαριστώ τον κ. Χ. Εμμανουηλίδη για τη βοήθειά του στην προετοιμασία των δειγμάτων για τις αναλύσεις.

1. Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

1.1. Η Μάζα της Ροδόπης

Η Μάζα της Ροδόπης ή, πιο συγκεκριμένα, η “Μάζα της Ρίλα-Ροδόπης” (DIMITROV 1955), όπως έχει επικρατήσει να αναφέρεται σήμερα, αποτελεί μια περιοχή που έχει υποστεί πολλές μεταμορφικές φάσεις. Καταλαμβάνει όλη τη Θράκη, την Ανατολική Μακεδονία, τη Θάσο, καθώς επίσης κι ένα τμήμα της Νότιας Βουλγαρίας με την ομώνυμη οροσειρά. Ως ανατολικό όριο έχει μια τεκτονική επαφή στην περιοχή της Αλεξανδρούπολης, η οποία αποτελεί την επώθηση της Περιροδοπικής ζώνης πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Ροδοπικής Μάζας και ως δυτικό όριο τη γραμμή του ποταμού Στρυμόνα, όπου τη φέρνει σε επαφή με τη Σερβομακεδονική Μάζα (Σχ. 1.1).

Σύμφωνα με νέες μελέτες θεωρείται ότι ανήκει στο ανατολικό Μεσογειακό τμήμα του ορογενετικού συστήματος Άλπεων-Ιμαλαΐων. Το ορογενές αυτό θεωρείται ότι δημιουργείται από τη σύγκλιση της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας, κατά το οποίο η πλάκα της Αφρικής βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική αναγκάζοντάς την να ανυψωθεί. Σ’ αυτό το γεγονός οφείλεται και το κλείσιμο της Τηθύος θάλασσας. Η κεντρική Ελληνική Ροδοπική Μάζα αντιπροσωπεύει μια περιοχή ανάπτυξης ηπειρωτικού φλοιού κατά τις αρχές του Μεσοζωικού (BARR et al. 1999) και όχι τμήμα του Ερκύνιου ή παλαιότερου φλοιού, όπως πίστευαν (βλ. LIATI & GEBAUER 1999).

Η χρονολόγηση ζιρκονίων από διαφορετικές περιοχές με τη μέθοδο SHRIMP και σε σύγκριση με ένα καλά καθορισμένο μοντέλο P-T-t για τα μεταμορφωμένα πετρώματα της κεντρικής Ροδοπικής Μάζας (LIATI & GEBAUER 1999) οδήγησε στο συμπέρασμα ότι ο Ερκύνιος ηπειρωτικός φλοιός (που πιθανόν να περιείχε και υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού) σχηματίστηκε πριν από 294 ± 8 Ma και υποβυθίστηκε κατά το Ηώκαινο. Τα πρώιμα στάδια της υποβύθισης (περίπου 300 °C, 3 kbar) συνέβησαν πριν από 45.3 ± 0.9 Ma, φτάνοντας στο μέγιστο βάθος (20 kbar) πριν από 42.2 ± 0.9

Ma, ενώ η μέγιστη θερμοκρασία σημειώθηκε πριν από 40.0 ± 1.0 Ma. Τα τελευταία στάδια της θαπτικής μεταμόρφωσης (περίπου 300°C , 3 kbar) συνέβησαν πριν από 36.1 ± 1.2 Ma. Οι ίδιοι συγγραφείς υποστηρίζουν ότι τα αποτελέσματα αυτά δεν θα πρέπει να γενικευθούν για όλη την Ελληνική Ροδοπική Μάζα και αναφέρουν ότι στην ανατολική Ροδόπη, για παράδειγμα, τα αποτελέσματα της SHRIMP σε εκλογίτες υποδεικνύουν ηλικία περίπου 73 Ma για την υψηλής πίεσης μεταμόρφωση.

1.2. Οι δύο Ενότητες

Η Ελληνική Μάζα της Ροδόπης διαιρείται σε δύο λιθολογικές ενότητες (Σχ. 1.1 και 1.2). Την κατώτερη, που ονομάζεται Ενότητα Παγγαίου και αποτελείται από κάτω προς τα πάνω από γνευσίους, πηλιτικούς γνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και εναλλαγές μαρμαρυγιακών σχιστόλιθων με μάρμαρα και παρεμβολές αμφιβολιτών ενώ υπέρκειται ένας παχύς ορίζοντας μαρμάρων γνωστός ως “μάρμαρα Φαλακρού”. Στην ανώτερη ενότητα, την Ενότητα Σιδηρόνερου, η ακολουθία των σχηματισμών από κάτω προς τα πάνω είναι γνεύσιοι, συχνά με μιγματίτες, ακολουθούν εναλλαγές (εκλογιτικών) αμφιβολιτών με μάρμαρα και ενστρώσεις μαρμαρυγιακών σχιστόλιθων (MPOSKOS et al. 1990). Οι δύο ενότητες χωρίζονται από μια τεκτονική γραμμή ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης από την Ξάνθη ως τα Βουλγαρικά σύνορα που αποτελεί και το όριο της επώθησης της Ενότητας Σιδηρόνερου πάνω στην Ενότητα Παγγαίου με μια ΝΔ κίνηση. (PAPANIKOLAOU & PANAGOPOULOS 1981, KILIAS & MOUNTRAKIS 1990). Η τοποθέτηση της Σερβομακεδονικής Μάζας και της Ενότητας Σιδηρόνερου στην Ενότητα Παγγαίου πρέπει να έγινε κατά το Α. Ηώκαινο-Κ. Ολιγόκαινο, σύμφωνα με χρονολόγηση Rb-Sr σε μαρμαρυγίες του πλουτωνίτη της Ελατιάς (SOLDATOS et al. 2001b) όπου προτάθηκε μια ηλικία για την επώθηση περίπου 34 Ma (CHRISTOFIDES et al. 2001).

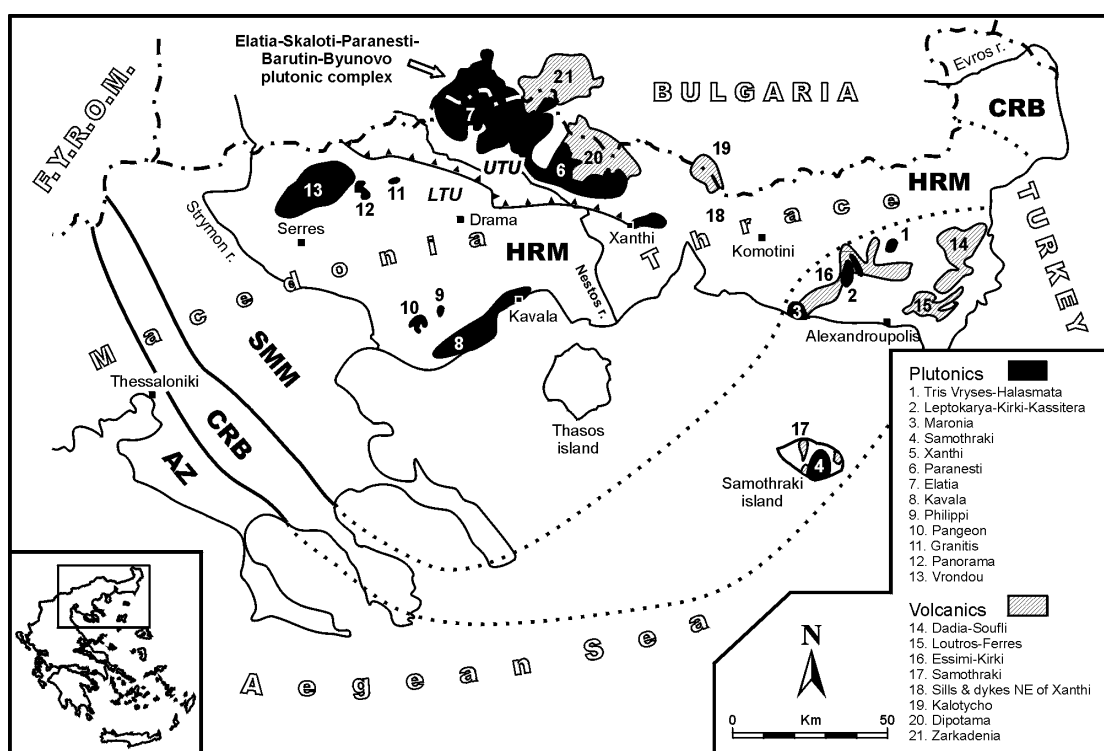
1.2.1 Ενότητα Σιδηρόνερου

Η ψύξη της Ενότητας Σιδηρόνερου κάτω από τους ~500 °C συνέβη κατά το Μέσο-Άνω Ηώκαινο (από 47 ως 37 Ma) σύμφωνα με χρονολόγηση K-Ar σε αμφίβολο (LIATI 1986), ενώ η ψύξη συνεχίστηκε κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο (KILIAS et al. 1999, LIPS et al. 2000). Η μεταμορφική φάση υψηλής θερμοκρασίας έγινε πιθανότατα σε γεωτεκτονικό περιβάλλον οπισθοτόξιας λεκάνης. Κατά το Ηώκαινο (περίπου 50 Ma) δέχτηκε την επίδραση μαγματικής δραστηριότητας η οποία δημιούργησε τον πλουτωνικό όγκο της Ελατιάς. Έχουν διαπιστωθεί τρεις κύριες μεταμορφικές φάσεις: Η πρώτη ήταν μία φάση υψηλής πίεσης που δημιούργησε τους εκλογιτικούς αμφιβολίτες από θολειτικούς βασαλτικούς πρωτολίθους (LIATI 1986, LIATI & MPOSKOS 1990) για την οποία έχουν υπολογιστεί συνθήκες πίεσης 19 kbar και θερμοκρασίας 700 °C. Την εκλογιτική μεταμορφική φάση ακολούθησε μια φάση περιοχικής μεταμόρφωσης (LIATI 1986). Η πίεση εκτιμήθηκε σε 7.5-8.5 kbar (στους 600 °C) από το ζεύγος γρανάτη-πυροξένου των γνευσίων ενώ το θερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου σε δείγματα μειγματιτών έδωσε θερμοκρασίες 728-746 °C (σε πίεση 8.5 kbar) (KOTOPOULI et al. 1991). Το γεγονός αυτό το ακολούθησε αργότερα μια χαμηλής πίεσης πρασινοσχιστολιθική φάση (LIATI 1986, MPOSKOS 1989). Το τελευταίο στάδιο αυτής της φάσης χρονολογείται στο Ηώκαινο μαζί με την ανύψωση του ορογενούς (KILIAS & MOUNTRAKIS 1990).

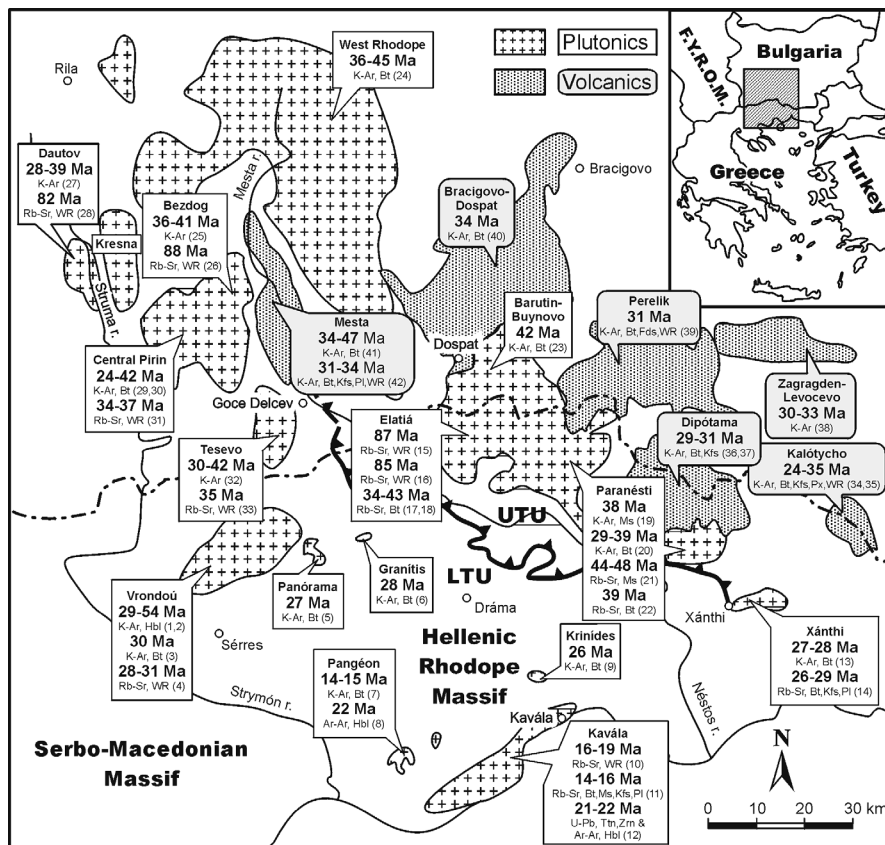
1.2.2. Ενότητα Παγγαίου

Η Ενότητα Παγγαίου στη δυτική Ελληνική Ροδοπική Μάζα επηρεάστηκε από μια συγκινηματική μαγματική δραστηριότητα κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο η οποία δημιούργησε και τους πλουτωνικούς όγκους της Βροντούς, της Καβάλας κ.ά. (KOKKINAKIS 1980, KOLOKOTRONI & DIXON 1991, DINTER 1994) και από μία άνω πρασινοσχιστολιθική συγκινηματική μεταμορφική φάση η οποία σχετίζεται με μια ΝΔ κίνηση μικρής κλίμακας (MEYER & PILGER 1963, KILIAS & MOUNTRAKIS 1990). Ως

συνέπεια είχε τη δημιουργία μιας μεταμορφικής αναστροφής μεταξύ των Ενοτήτων Παγγαίου και Σιδηρόνερου η οποία πιθανόν να δικαιολογείται από την υποβύθιση της Ενότητας Παγγαίου κάτω από την Ενότητα Σιδηρόνερου και τη Σερβομακεδονική Μάζα ή από την αλλαγή των συνθηκών από υψηλού σε χαμηλού βαθμού κατά τη διάρκεια της σταδιακής ανόδου και ψύξης (DINTER 1994, KILIAS et al. 1999).



Σχήμα 1.1. Χάρτης των Εσωτερικών Ελληνίδων. AZ: Ζώνη Αξίου, CRB: Περιροδοπική Ζώνη, SMM: Σερβομακεδονική Μάζα, HRM: Ελληνική Ροδοπική Μάζα, UTU: Ενότητα Σιδηρόνερου και LTU: Ενότητα Παγγαίου (Από SOLDATOS et al. 2001a).



Σχήμα 1.2. Χάρτης της Ροδοπικής Μάζας με τους πυριγενείς της όγκους. Στο χάρτη απεικονίζονται οι ηλικίες των πλουτωνικών διεισδύσεων όπως έχουν προσδιοριστεί με διάφορες μεθόδους. Ακόμη, φαίνεται και η επώθηση της Ενότητας Σιδηρόνερου (UTU) στην Ενότητα Παγγαίου (LTU) (Από SOLDATOS et al. 2001b).

2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

2.1. Γενικά για τον πλουτωνίτη

Μία από τις αρκετές διεισδύσεις γρανιτικών πετρωμάτων στη μάζα της Ροδόπης είναι αυτή που αναφέρεται ως πλουτωνικός όγκος Ελατιάς – Σκαλωτής – Παρανεστίου (ΕΣΠ), ενώ ένα τμήμα του που ανήκει στο Βουλγάρικο έδαφος ονομάζεται Barutin – Buynovo.

Διεισδύει στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ενότητας Σιδηρόνερου κι έχουν παρατηρηθεί φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής σε μικρή έκταση γύρω από τη διείσδυση.

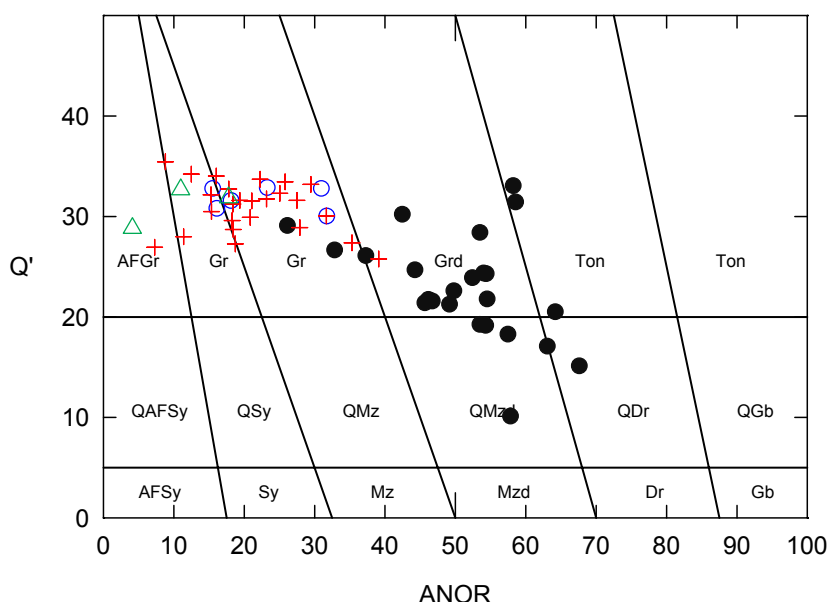
Λιθολογικά αποτελείται κυρίως από πορφυροειδή βιοιτιτικό γρανοδιορίτη στο δυτικό τμήμα, (κεροστιλβικό) – βιοιτιτικό γρανοδιορίτη στο κεντρικό και διμαρμαρυγιακό γρανίτη έως λευκογρανίτη στο ανατολικό τμήμα του.

Για τον προσδιορισμό του πετρογραφικού τύπου του Παρανεστίου χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Q'-ANOR (Σχ. 2.1) των STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) όπου τα πετρώματα προβάλλονται στα πεδία των γρανιτών. Για να γίνει η σύγκριση και με τους άλλους πετρογραφικούς τύπους που αποτελούν το πλουτωνικό σύμπλεγμα ΕΣΠ προβάλλονται κι αυτοί με βάση τα στοιχεία που έχουμε από το ΣΟΛΔΑΤΟ (1985). Οι άλλοι πετρογραφικοί τύποι είναι γρανοδιορίτης και γρανίτης, ενώ υπάρχουν και απλιτικές φλέβες. Το διάγραμμα αυτό είναι σύμφωνο με τα αποτελέσματα των εργασιών του ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΥ (1981) και του ΣΟΛΔΑΤΟΥ (1985) ως προς τον προσδιορισμό των πετρογραφικών τύπων της περιοχής.

Η διείσδυσή του έγινε κατά το Ηώκαινο (το λιγότερο πριν από 50 Ma) αν και σύμφωνα με ραδιοχρονολογήσεις το πέτρωμα έχει Κρητιδική ηλικία (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 1985).

Πιο συγκεκριμένα, αποτελεί το μεγαλύτερο βαθύλιθο της Ροδοπικής Μάζας με συνολική έκταση περίπου 850 km². Ο πλουτωνικός όγκος ΕΣΠ υπολογίζεται σε 690 km² ενώ του Barutin – Buynovo σε 160 km². Διεισδύει ολόκληρος στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Ενότητας Σιδηρόνερου που αποτελείται κυρίως από γνεύσιους και μάρμαρα. Γεωγραφικά

τοποθετείται στην ευρύτερη περιοχή βόρεια των πόλεων Δράμας και Ξάνθης. Γεωφυσικές μελέτες αποκάλυψαν ότι το πλουτωνικό σύμπλεγμα αποτελεί ένα σχεδόν επίπεδο βαθύλιθο, επιμηκυμένο με παράταξη ΒΔ-ΝΑ (περίπου 137°) (SOLDATOS et al. 2001b). Έχει τραπεζοειδή μορφή με σχέση αξόνων μήκους:πλάτους:πάχους 9:4.5:1. Το πάχος του μειώνεται κοντά στα πετρώματα επαφής κυρίως του ΒΑ και ΒΔ τμήματός του (περίπου 4 km) (RIAZKOV et al. 1993 από SOLDATOS et al. 2001b).



Σχήμα 2.1. Προβολή των πετρωμάτων του Παρανεστίου και της Ελατιάς στο διάγραμμα Q'-ANOR των STRECKEISEN & LE MAITRE (1979). Όπου $Q' = 100Q/(Q+An+Or+Ab)$ και $ANOR = 100An/(Or+An)$. Με (●) συμβολίζεται ο γρανοδιορίτης της Ελατιάς, με (○) ο γρανίτης της Ελατιάς, με (+) ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης του Παρανεστίου, ενώ με (▲) οι πηγματίτες και οι απλίτες της Ελατιάς.

2.1.1. Ελατιά

Με τον πλουτωνίτη της Ελατιάς ασχολήθηκε ο ΣΟΛΔΑΤΟΣ (1985) και τα στοιχεία που ακολουθούν είναι από την εργασία αυτή.

Ο πλουτωνίτης στην περιοχή της Ελατιάς καταλαμβάνει έκταση 430 km². Διεισδύει ασύμφωνα στα μεταμορφωμένα πετρώματα της περιοχής που είναι μάρμαρα, κυρίως γραφιτικά και αμφιβολιτικοί και μαρμαρυγικοί γνεύσιοι και σχιστόλιθοι. Ως δυτικό όριο έχει τον ποταμό Δεσπάτη (παραπόταμος του Νέστου) κι έρχεται σε επαφή με μαρμαρυγακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα. Το νότιο όριό του βρίσκεται βόρεια του ποταμού Νέστου και κοντά στα χωριά Μικρομηλιά, Σκαλωτή και Σιδηρόνερο. Δυτικά και βόρεια της Σκαλωτής διεισδύει σε μάρμαρα, ενώ ανατολικά από το Σιδηρόνερο σε αμφιβολιτικούς και μαρμαρυγακούς γνεύσιους. Ανατολικά συνεχίζεται στους σχηματισμούς Σκαλωτής – Παρανεστίου, ενώ από τη βόρεια πλευρά στο Βουλγαρικό έδαφος όπου διεισδύει ασύμφωνα σε μεταμορφικό σύμπλεγμα που αποτελείται από προτεροζωικούς γνεύσιους και μάρμαρα.

Μέσα στον όγκο εμφανίζονται συχνά μάρμαρα και γνεύσιοι. Μικρές εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων λατιτικής έως ανδεσιτικής σύστασης έχουν παρατηρηθεί στις τοποθεσίες Στραβόρεμα και Ύψωμα 1500. Στη θέση Μπουζάλα ο ΠΑΠΑΔΑΚΗΣ (1972) χαρακτήρισε τους ηφαιστίτες ως ρυόλιθους κι ανδεσίτες. Στις περιοχές Κρύα Βρύση και Ντουβαράκι έχουν παρατηρηθεί εμφανίσεις σερπεντινιωμένων υπερβασικών πετρωμάτων και μια μικρή φλεβική υποηφαιστειακή διείσδυση στην περιοχή Ζάρα.

Στη νότια κυρίως πλευρά της επαφής με τα γειτονικά πετρώματα υπάρχει πληθώρα πηγματιτικών φλεβών.

Στα σημεία επαφής του πλουτωνίτη με μάρμαρα παρουσιάζονται, σχετικά σπάνια, φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης με ζώνη επαφής της τάξης των μερικών cm.

Οι πετρογραφικοί τύποι δεν παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία. Επικρατούν οι γρανοδιορίτες, με μορφή (κεροστιλβικών) – βιοτιτικών και πορφυροειδών βιοτιτικών γρανοδιοριτών και ακολουθούν οι βιοτιτικοί γρανίτες. Ο γρανοδιορίτης κατέχει το μέγιστο τμήμα της περιοχής και φαίνεται

να ανταποκρίνεται σε μια εμφάνιση βαθυλιθικού τύπου, ενώ οι γρανίτες είναι πιο λεπτόκοκκοι από τους γρανοδιορίτες και τον διακόπτουν με τη μορφή φλεβών. Γενικότερα, τους (κεροστιλβικούς) – βιοιτιτικούς γρανοδιορίτες τους διακόπτουν φλέβες βιοιτιτικού γρανίτη, ενώ τους πορφυροειδείς βιοιτιτικούς γρανοδιορίτες φλέβες σχιστοποιημένου λευκογρανίτη. Υπάρχει και ο τύπος του διμαρμαρυγιακού γρανίτη που εντοπίζεται στο ανατολικό άκρο της εμφάνισης και είναι συνέχεια του πλουτωνικού όγκου του Παρανεστίου, ενώ διαδομένες στην περιοχή είναι και οι απλιτικές και οι πηγματιτικές φλέβες.

2.1.2. Σκαλωτή

Η ΚΟΤΟΠΟΥΛΗ (1981) στα πλαίσια της διδακτορικής της διατριβής μελέτησε το κεντρικό τμήμα του πλουτωνίτη, που το ονόμασε και πλουτωνίτη της Σκαλωτής και το ανατολικό που ονομάστηκε πλουτωνίτης του Παρανεστίου. Παρακάτω γίνεται αναφορά για τον πλουτωνίτη της Σκαλωτής η οποία βασίζεται στη μελέτη της ΚΟΤΟΠΟΥΛΗ (1981).

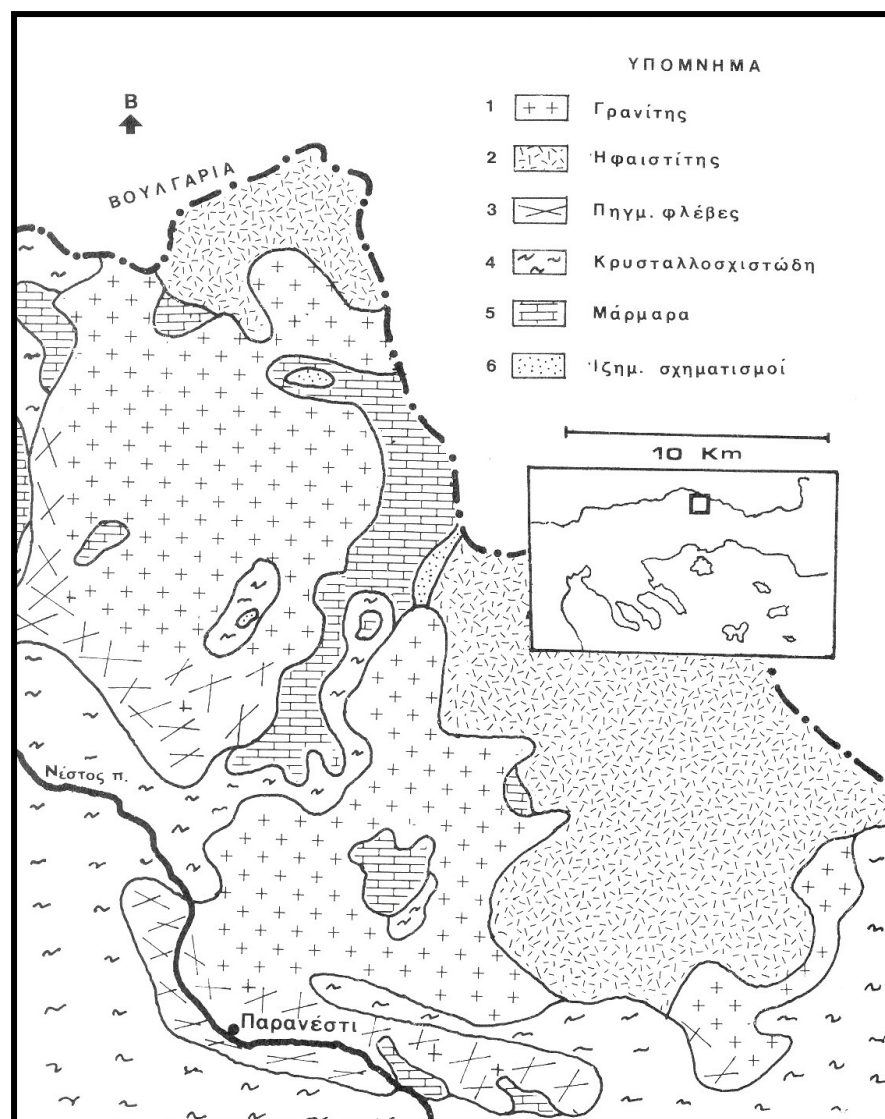
Το κεντρικό αυτό τμήμα του πλουτωνίτη στη νότια πλευρά του αποτελείται από αδρομερή έως μεσοκοκκώδη γρανιτοειδή. Στο νοτιοανατολικό άκρο του έρχεται σε επαφή με μάρμαρα, ενώ στη νοτιοδυτική πλευρά του συναντώνται γρανιτογενέσιοι, που η επαφή τους με τα γρανιτοειδή δεν είναι τόσο σαφής. Η κεντρική πλευρά αποτελείται κυρίως από βιοιτιτικούς γρανίτες. Στη βορειοανατολική πλευρά του έρχεται σε επαφή με όξινα ηφαιστειακά πετρώματα, ενώ στη δυτική πλευρά του διεισδύει σε σχιστόλιθους, γνεύσιους, αμφιβολίτες και μάρμαρα, τα οποία μάλιστα περιέχονται και ως εγκλείσματα στη γρανιτοειδή μάζα.

2.1.3. Παρανέστι

Ο ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ (1981) στα πλαίσια της διδακτορικής του διατριβής μελέτησε το ανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη που το ονόμασε Παρανέστι (Σχ. 2.2) και τα στοιχεία που παρατίθενται στηρίζονται στην έρευνά του.

Στην περιοχή του Παρανεστίου ο πλουτωνικός όγκος εντοπίζεται Β-ΒΔ του ομώνυμου χωριού. Έχει επίμηκες σχήμα που χωρίζεται στα δύο από μια σειρά κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων. Το μήκος του είναι 20 km ενώ το πλάτος του περίπου 8 km κι έχει κατεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Ανατολικά συνορεύει με την ηφαιστειακή σειρά Διποτάμων – Καλότυχου, ενώ δυτικά και νότια βρίσκεται σε επαφή με μεταμορφωμένα πετρώματα όπως γνεύσιους και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους που εναλλάσσονται με εμφανίσεις μαρμάρων. Μεταμορφωμένα πετρώματα παρατηρούνται στο ΒΔ άκρο της επαφής, ενώ στο ανώτατο βόρειο τμήμα της έρχεται σε επαφή με ηφαιστειακά πετρώματα. Η εμφάνιση διασχίζεται από μια ζώνη μεταμορφωμένων πετρωμάτων μεταξύ των οποίων και μάρμαρα με κατεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Μέσα στην εμφάνιση συναντώνται πολλά σημεία με μάρμαρα και άλλα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στην περιοχή της Πεύκης παρατηρήθηκε η ύπαρξη φλέβας με εμφάνιση ηφαιστειακού λατυποπαγούς. Στις νότιες, νοτιοδυτικές και δυτικές περιοχές της εμφάνισης παρατηρήθηκε έντονο δίκτυο απλιτικών και πηγματιτικών φλεβών.

Ο πλουτωνικός όγκος δεν παρουσιάζει μεγάλη ποικιλία πετρογραφικών τύπων. Εμφανίζεται κυρίως ως διμαρμαρυγιακός γρανίτης με μια μικρή διαφοροποίηση προς γρανοδιορίτη.



Σχήμα 2.2. Χάρτης του πλουτωνίτη της περιοχής του Παρανεστίου. (Από ΣΚΛΑΒΟΥΝΟ 1981)

2.1.4. Ηλικία

Για την ηλικία του πλουτωνίτη έχουν γίνει πολλές μελέτες χωρίς να συγκλίνουν όμως στο ίδιο αποτέλεσμα. Οι PALSHIN et al. (1974) αναφέρουν μια ηλικία 42 ± 2 Ma χρονολογώντας με τη μέθοδο K-Ar βιοτίτες της περιοχής Barutin-Buynovo (ΝΔ Βουλγαρία), ενώ ο ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ (1981) εφαρμόζοντας την ίδια μέθοδο πάλι σε βιοτίτες της περιοχής Παρανεστίου προσδιόρισε μια ηλικία από 29.1 ± 1.2 Ma έως 38.1 ± 1.5 Ma. Η ΚΟΤΟΠΟΥΛΗ (1981) αναφέρει μια πιθανή ηλικία διείσδυσης Α. Κρητιδικού – Κ. Τριτογενούς με βάση τα γεωλογικά δεδομένα της περιοχής της Σκαλωτής. Από αναλύσεις 8 δειγμάτων γρανοδιοριτών της περιοχής της Ελατιάς με τη μέθοδο Rb-Sr σε ολόκληρο το πέτρωμα έδωσαν οι ισόχρονες μια ηλικία 86.7 ± 27 Ma (MSWD=165) (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985, SOLDATOS & CHRISTOFIDES 1986). Ωστόσο, νέα δεδομένα από αναλύσεις ισοτόπων προσδίδουν μια ηλικία στον πλουτωνίτη της τάξης των 50 Ma (SOLDATOS et al. 2001b). Εν συντομία τα αποτελέσματα της εργασίας αυτής για τους τρεις κύριους τύπους των πετρωμάτων είναι:

- ⊕ Για τους γρανοδιορίτες οι αναλύσεις με K-Ar και Rb-Sr σε βιοτίτες δίνουν ηλικίες από 34.1 ± 1.1 Ma έως 43.0 ± 1.3 Ma, ενώ οι ισόχρονες Rb-Sr δίνουν ηλικίες μεταξύ 86.7 ± 27 Ma και 85 ± 25 Ma (αρχικός λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7060$).
- ⊕ Για τους γρανίτες, αναλύσεις Rb-Sr σε βιοτίτες προσδιορίζουν ηλικίες μεταξύ 36.9 ± 1.1 και 42.0 ± 1.2 Ma.
- ⊕ Για τους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες αναλύσεις στους βιοτίτες με τις μεθόδους K-Ar και Rb-Sr δίνουν ηλικίες από 29.1 ± 1.2 μέχρι 39.4 ± 1.2 Ma ενώ οι ίδιες μέθοδοι εφαρμοσμένες σε μοσχοβίτες δίνουν ηλικίες μεταξύ 38.3 ± 1.1 και 47.8 ± 1.0 Ma.

Οι SOLDATOS et al. (2001b) αποδίδουν τη διαφορά αυτή μεταξύ των βιοτιτών (34-43 Ma) και των μοσχοβιτών (44-48 Ma) σε ένα θερμικό γεγονός το οποίο διέκοψε αλλά δεν επέφερε ξανά την ισορροπία στις ισοτοπικές διεργασίες αυτών των ορυκτών. Ξεπέρασε τη θερμοκρασία ψύξης του βιοτίτη και πλησίασε αλλά δεν ξεπέρασε τη θερμοκρασία ψύξης του μοσχοβίτη. Γι' αυτό πρότειναν μια ηλικία 48 Ma για το διμαρμαρυγιακό γρανίτη. Ο

διμαρμαρυγιακός γρανίτης όμως διεισδύει στον γρανοδιορίτη, οπότε αυτός πρέπει να είναι μεγαλύτερος από 48 Ma και τελικά όλος ο πλουτωνικός όγκος πρέπει να είναι το λιγότερο 50 Ma. Συνεπώς, η ηλικία του πλουτωνίτη προδίδει έναν Ηωκαινικό μαγματισμό να προηγείται του Ολιγοκαινικού-Μειοκαινικού μαγματισμού που συναντάται κυρίως στη Ροδοπική Μάζα. Ακόμη, υποδεικνύει ότι οι μεταμορφικές φάσεις της Ενότητας Σιδηρόνερου είναι μεγαλύτερες από 50 Ma. Οι LIPS et al. (2000) χρησιμοποιώντας τη μέθοδο $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ σε λευκό μαρμαρυγία και προσδιορίζοντας την ηλικία ψύξης του, αποφάνθηκαν ότι η άνω πρασινοσχιστολιθική-αμφιβολιτική φάση περιοχικής μεταμόρφωσης τελείωσε πριν από περίπου 40 Ma.

2.2. Πετρογραφικοί τύποι

Ο πλουτωνικός όγκος που ονομάζουμε ΕΣΠ αποτελείται κυρίως από τρεις πετρογραφικούς τύπους, (κεροστιλβικό) - βιοτιτικό γρανοδιορίτη, βιοτιτικό γρανίτη και διμαρμαρυγιακό γρανίτη, που καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις, ενώ μικρότερες εμφανίσεις είναι αυτές των πορφυροειδών βιοτιτικών γρανοδιοριτών, λευκογρανιτών και των πηγματιτικών και απλιτικών φλεβών.

Λεπτομερέστερα:

2.2.1. (Κεροστιλβικός) – βιοτιτικός γρανοδιορίτης

Ο (κεροστιλβικός) – βιοτιτικός γρανοδιορίτης αποτελεί τον κύριο πετρογραφικό τύπο του δυτικού τμήματος του πλουτωνίτη της Ελατιάς (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985) και καταλαμβάνει το κεντρικό κυρίως τμήμα της εμφάνισης. Ανταποκρίνεται σε μια βαθυλιθικού τύπου εμφάνιση. Προς Βορρά συνεχίζεται στη Βουλγαρία, ενώ προς Νότο έρχεται σε επαφή με μάρμαρα. Ανατολικά συνορεύει με τον διμαρμαρυγιακό γρανίτη, ενώ δυτικά μεταβαίνει μάλλον σταδιακά στον άλλο πετρογραφικό του τύπο, τον πορφυροειδή βιοτιτικό γρανοδιορίτη. Ο (κεροστιλβικός) – βιοτιτικός γρανοδιορίτης είναι ένα μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό και χρώμα γκρίζο έως σκούρο γκρίζο. Μακροσκοπικά δεν παρουσιάζει ενιαία όψη, αλλά

αποτελείται και από χαλαζιακό μονζοδιορίτη, τοναλίτη ή και γρανίτη, που όμως δεν είναι τίποτα άλλο από μικροαποκλίσεις της μεγάλης μάζας του γρανοδιοριτικού πλουτωνίτη που καταλαμβάνει την περιοχή της Ελατιάς. Στο δυτικό τμήμα του ΕΣΠ εμφανίζονται μεγακρύσταλλοι καλιούχων αστρίων που προσδίδουν στο γρανοδιορίτη τον πορφυροειδή του χαρακτήρα. Αξίζει να σημειωθεί ότι ο γρανοδιορίτης και ο πορφυροειδής γρανοδιορίτης δεν έχουν διαφορές στη σύσταση και στην ορυκτολογία (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985).

Σε γενικές γραμμές είναι αποσαθρωμένο πέτρωμα με τη χαρακτηριστική σφαιροειδή εμφάνιση και αποφλοίωση του λιγότερο αποσαθρωμένου υλικού.

2.2.2. Βιοιτικός γρανίτης

Ο βιοιτικός γρανίτης εμφανίζεται με τη μορφή φλεβικών διεισδύσεων στον (κεροσιλβικό) – βιοιτικό γρανοδιορίτη. Ειδικότερα, αποτελείται από μια σειρά πετρωμάτων με άκρα το βιοιτικό γρανίτη και το λευκογρανίτη (SOLDATOS et al. 2001a). Είναι μεσόκοκκο έως λεπτόκοκκο ισοκοκκώδες πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό και χρώμα γκρίζο μέχρι γκρίζο ανοιχτό.

2.2.3. Πηγματιτικές και απλιτικές φλέβες

Οι πηγματιτικές φλέβες αφθονούν στη νότια πλευρά του πλουτωνίτη της Ελατιάς κοντά στην επαφή με τα μάρμαρα, όπου προεξέχουν αναλλοίωτες από το υπόλοιπο έντονα αποσαθρωμένο γρανοδιοριτικό υλικό (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Ακόμη, πηγματιτικές φλέβες εμφανίζονται σε όλη την έκταση του διμαρμαρυγιακού – γρανίτη του Παρανεστίου με πιο πυκνή εμφάνιση στη ΝΑ, Ν και Ν πλευρά της εμφάνισης (ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ 1981). Το πάχος των φλεβών ποικίλλει από μερικά cm έως και 2 m (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Είναι πετρώματα αδρόκοκκα έως πολύ αδρόκοκκα (ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ 1981, ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985).

Οι απλίτες είναι διαδεδομένοι στο εσωτερικό της διείσδυσης του πλουτωνίτη της Ελατιάς. Το πάχος τους είναι ίδιο με αυτό των πηγματιτών (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985). Στην περιοχή του Παρανεστίου εμφανίζονται στις περιοχές Διποτάμων και Πεύκης (ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ 1981). Είναι λεπτόκοκκα

έως μεσόκοκκα πετρώματα, ολολευκοκρατικά με χρώμα λευκό έως κοκκινωπό (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985).

2.2.4. Διμαρμαρυγιακός γρανίτης

Για τον διμαρμαρυγιακό γρανίτη θα γίνει πιο εκτενής αναφορά αφού αποτελεί τον κύριο πετρογραφικό τύπο που εξετάζεται στην εργασία αυτή, ενώ αναφορά θα γίνει και στην ορυκτολογία του. Έχει ερευνηθεί από τον ΣΚΛΑΒΟΥΝΟ (1981) και την ΚΟΤΟΠΟΥΛΗ (1981) ενώ σ' αυτόν έχει αναφερθεί και ο ΣΟΛΔΑΤΟΣ (1985). Το κείμενο που ακολουθεί στηρίζεται στην έρευνα του ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΥ (1981).

Προς το Νότο και βόρεια του ποταμού Νέστου έρχεται σε επαφή με γνεύσιους, ενώ στα ανατολικά με μάρμαρα. Δυτικά έχει τον (κεροστιλβικό) – βιοτιτικό γρανοδιορίτη. Στο ύπαιθρο δεν εντοπίστηκαν σαφή όρια ανάμεσα στους δύο πετρογραφικούς τύπους.

Μακροσκοπικά παρουσιάζεται με διάφορες μορφές. Μεσόκοκκος, λευκός με έντονη την παρουσία πηγματιτικών φλεβών και σχιστότητας εμφανίζεται στο Παρανέστι. Στην περιοχή των Διποτάμων, ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης παρουσιάζεται πιο αδρόκοκκος με σκοτεινότερο χρώμα. Στην περιοχή της Πρασινάδας παρουσιάζει σημεία σκοτεινότερα από άλλα που οφείλονται στην παρουσία αυξημένης συγκέντρωσης βιοτίτη κυρίως κοντά σε επαφής με μάρμαρα. Στο κέντρο της εμφάνισης, στην περιοχή του Θόλου, γίνεται λεπτόκοκκος με γκρίζο χρώμα. Χαρακτηριστική είναι η αλλοίωσή του, που φαίνεται με την αλλαγή του χρώματός του σε κοκκινωπό κατά μήκος των ρωγμών, λόγω του σχηματισμού των οξειδίων. Βορειοδυτικά του Θόλου γίνεται σε ένα σημείο πολύ λεπτόκοκκος με σκούρο χρώμα που μακροσκοπικά μοιάζει με λεπτόκοκκο γρανίτη. Λευκός και μεσόκοκκος εμφανίζεται στην περιοχή της Πεύκης, ενώ στις βόρειες και βορειοδυτικές περιοχές γίνεται κυρίως λεπτόκοκκος και διαπερνάται από δίκτυο πηγματιτικών και απλιτικών φλεβών.

Η ποικιλία των μορφών που παρουσιάζει ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης του Παρανεστίου και ειδικότερα στο μέγεθος των κόκκων, στο χρώμα και στην υφή, θα μπορούσε να ληφθεί ως ένδειξη για παρουσία πολλών πετρογραφικών τύπων. Στις περιοχές π.χ. που ο διμαρμαρυγιακός

γρανίτης είναι λευκός να θεωρηθεί ως απλιτογρανίτης ή στις περιοχές που εμφανίζεται μεγάλη συγκέντρωση φεμικών ή και σχιστότητα να ληφθούν ως διαφορετικά πετρώματα. Όμως, με βάση την ορυκτολογική σύσταση, το γρανιτοειδή ιστό, την όμοια ορυκτολογική συμπεριφορά, το χημισμό και τον προσδιορισμό της ηλικίας συμπεραίνεται ότι πρόκειται για μια ενιαία γρανιτική εμφάνιση.

Σε γενικές γραμμές το πέτρωμα είναι αναλλοίωτο. Σε κάποιες περιοχές φαίνεται συμπαγές, ενώ στο μεγαλύτερο μέρος του είναι τεκτονισμένο, ιδιαίτερα στο νότιο τμήμα του. Κατά μήκος των ρωγμών και στις περιοχές με έντονη πηγματιτική δράση εμφανίζεται αποσαθρωμένο με σιδηροξείδια και μαγγανιούχα υλικά.

Τα κύρια ορυκτά από τα οποία αποτελείται ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης είναι ο χαλαζίας, τα πλαγιόκλαστα, οι καλιούχοι άστριοι, ο βιοτίτης και ο μοσχοβίτης. Ακόμη, σε μικρότερες ποσότητες περιέχει χλωρίτη, απατίτη, ασβεστίτη, ζirkόνιο, ανδραδίτη, ρουτίλιο, τιτανίτη, επίδοτο και αδιαφανή ορυκτά, ενώ έχουν παρατηρηθεί και ορυκτά του ουρανίου.

2.2.4.1. Πλαγιόκλαστα

Τα πλαγιόκλαστα μαζί με τους καλιούχους αστρίους και το χαλαζία αποτελούν τα μοναδικά λευκοκρατικά συστατικά του πετρώματος.

Μακροσκοπικά εμφανίζονται λευκά, γκρίζα και σε ορισμένα σημεία κιτρινωπά, ενώ το μέγεθος των κρυστάλλων τους κυμαίνεται από 0.30 mm μέχρι 4 mm περίπου.

Από την ανάλυση των δειγμάτων προέκυψε ότι τα πλαγιόκλαστα όλων των δειγμάτων δείχνουν σύσταση κυρίως ολιγοκλάστου με περιεκτικότητα σε An από 15% μέχρι 23% περίπου.

Στην εξέταση με το μικροσκόπιο παρατηρήθηκε σε όλα τα δείγματα ότι παρουσιάζονται αναπτυγμένα σε δίδυμους, κυρίως όμως σε πολύδυμους κρυστάλλους. Οι διδυμίες τους είναι οι τυπικές για πλαγιόκλαστα όξινου πλουτωνίτη και δεν παρουσιάζουν αντιπερθιτικές συμφύσεις. Σε ορισμένα πλαγιόκλαστα παρουσιάζεται το φαινόμενο της ζωνώδους δομής αρκετά σαφές. Ακόμη, παρατηρήθηκαν μέσα στους κρυστάλλους τους εγκλείσματα χαλαζία, βιοτίτη, μοσχοβίτη και σπανιότερα επιδότου και μαγνητίτη.

Από τη μελέτη της δομής τους φαίνεται ότι είναι χαμηλής θερμοκρασίας με μια ελαφριά τάση προς ενδιάμεσης θερμοκρασίας.

2.2.4.2. Καλιούχοι άστριοι

Μακροσκοπικά οι κρύσταλλοι των καλιούχων αστρίων δεν εμφανίζουν ιδιομορφία και τα χρώμα τους ποικίλλει από άσπρο, γκρίζο μέχρι ελαφρά κιτρινωπό.

Στην εξέταση των λεπτών τομών στο μικροσκόπιο, οι καλιούχοι άστριοι εμφανίζονται σε αλλοτριόμορφους και πολύ σπάνια σε υπιδιόμορφους κρυστάλλους με μέγεθος να κυμαίνεται από 0.50 mm μέχρι 4.50 mm. Εμφανίζονται σε μεμονωμένους κρυστάλλους και σε ορισμένα δείγματα σε δίδυμους κατά Carlsbad.

Από τη χρήση διαφόρων διαγραμμάτων βγήκε το συμπέρασμα ότι κατά VAN DER PLAS (1966, από ΣΚΛΑΒΟΥΝΟ 1981), είναι ορθόκλαστα και μέρος τους βρίσκεται σε μια ενδιάμεση τρικλινή φάση. Κατά τους LAVES & VISWANATHAN (1967, από ΣΚΛΑΒΟΥΝΟ 1981) θα μπορούσαν να ονομαστούν μικροκλινικά ορθόκλαστα και ορισμένα δείγματα ορθοκλαστικοί μικροκλινείς. Με την ονοματολογία του SMITH (1974a, από ΣΚΛΑΒΟΥΝΟ 1981) οι καλιούχοι άστριοι της μελέτης θεωρούνται περθίτες και ορισμένα δείγματα μεσο-μικροκλινείς.

2.2.4.3. Χαλαζίας

Ο χαλαζίας εμφανίζεται σε όλη την έκταση της γρανιτικής μάζας καθώς και στις πηγματιτικές και απλιτικές φλέβες. Ακόμη, εμφανίζεται με τη μορφή χαλαζιακών φλεβών πάχους χιλιοστών μέχρι μερικών εκατοστών που διατρέχουν το γρανίτη.

Μακροσκοπικά παρουσιάζεται σε ημιδιαφανείς κρυστάλλους ή σπανιότερα με λευκή ή λευκότεφρη χροιά, ενώ μικροσκοπικά φαίνεται διαυγής, σε αλλοτριόμορφους κρυστάλλους, που στο γρανίτη το μέγεθός τους κυμαίνεται από 0.20 mm μέχρι 0.50 mm, ενώ στους πηγματίτες οι κρύσταλλοι είναι πολύ μεγαλύτεροι.

Σχεδόν σε όλα τα δείγματα ο χαλαζίας παρουσιάζεται με κυματοειδή κατάσβεση.

2.2.4.4. Βιοτίτης

Ο βιοτίτης υπάρχει σε όλη την εμφάνιση του γρανίτη του Παρνεστίου και είναι το κύριο φεμικό ορυκτό του πετρώματος. Η συμμετοχή του στην εκατοστιαία αναλογία των ορυκτών στο πέτρωμα κυμαίνεται από 2% μέχρι 11% περίπου.

Μακροσκοπικά διακρίνονται οι κρύσταλλοί του από το καστανόμαυρο χρώμα του και τη φυλλόμορφη ανάπτυξή τους. Μικροσκοπικά εμφανίζεται συνήθως με επιμήκη μορφή, με αποξυσμένα άκρα και σπανιότερα σε ψευδοεξαγωνικά φυλλάρια. Το μέγεθός τους ποικίλλει μεταξύ 0.20mm και 2.50 mm. Έχουν βρεθεί και μεμονωμένοι κρύσταλλοι μεγαλύτερων διαστάσεων.

Ως εγκλείσματα στους κρυστάλλους του έχουν βρεθεί ζirkόνιο, απατίτης και αδιαφανή ορυκτά, ενώ πιο σπάνια παρατηρήθηκαν χαλαζίας ή επίδοτο.

2.2.4.5. Μοσχοβίτης

Ο μοσχοβίτης είναι ο δεύτερος μαρμαρυγίας του γρανίτη του Παρνεστίου κι εμφανίζεται και σε πηγματιτικές φλέβες.

Εμφανίζεται με τη μορφή μικρών φυλλόμορφων κρυστάλλων με μέγεθος να κυμαίνεται από 0.06mm μέχρι 1.30 mm. Στις πηγματιτικές φλέβες εμφανίζεται σε μεγάλα φύλλα που αποχωρίζονται εύκολα. Μικροσκοπικά εμφανίζεται κυρίως σε αλλοτριόμορφους κρυστάλλους στα ενδιάμεσα διαστήματα μεταξύ των άλλων ορυκτών. Ακόμη, βρίσκεται και μέσα στους αστρίους με τη μορφή σερίκίτη.

2.2.4.6. Επουσιώδη ορυκτά

Ως επουσιώδεις ορυκτά εμφανίζεται ο χλωρίτης στα περισσότερα δείγματα που εξετάστηκαν και προέκυψε δευτερογενώς από την αλλοίωση του βιοτίτη.

Απατίτης βρέθηκε σχεδόν σε όλα τα δείγματα που εξετάστηκαν σε πολύ μικρή αναλογία. Εμφανίζεται σε υπιδιόμορφους κρυστάλλους πολλές φορές ως εγκλείσμα μέσα στους βιοτίτες, με μορφή συνήθως βραχυπρισματική.

Ασβεστίτης συναντήθηκε συχνά ως δευτερογενές ορυκτό, ως αποτέλεσμα αλλοιώσεως των πλαγιοκλάστων. Εμφανίζεται στο κέντρο των αλλοιωμένων κρυστάλλων των πλαγιοκλάστων.

Το ζirkόνιο εμφανίζεται σχετικά συχνά μέσα σε κρυστάλλους βιοτίτη, με ιδιόμορφους κρυστάλλους που έχουν πρισματική και μερικές φορές “βαρελοειδή” μορφή, πράγμα που θα μπορούσε να ληφθεί ως ένδειξη για μαγματική προέλευση του γρανίτη. Ακόμη, ως εγκλείσματα σε κρυστάλλους βιοτίτη βρέθηκαν και μικροί ραβδόμορφοι κρύσταλλοι ρουτιλίου.

Ανδραδίτης σε μικρούς κρυστάλλους παρατηρήθηκε σε δείγματα της περιοχής της Πεύκης που λήφθηκαν δίπλα από πηγματιτική φλέβα.

Σε δύο δείγματα βρέθηκαν μεμονωμένοι υπιδιόμορφοι ή αλλοτριόμορφοι κρύσταλλοι τιτανίτη.

Επίδοτο βρέθηκε στις περιοχές όπου υπάρχει μεταμόρφωση τύπου Skarn σε συσσωματώματα μέσα στο οποία βρίσκονται και κρύσταλλοι μήκους μέχρι και 2 cm περίπου.

Βρέθηκαν ακόμη και τα αδιαφανή ορυκτά μαγνητίτης και σιδηροπυρίτης.

Τα ορυκτά του ουρανίου ουρανινίτης, πισσουρανίτης και ωτουνίτης βρέθηκαν στον γρανιτικό όγκο του Παρανεστίου και μάλιστα ο ουρανινίτης και ο πισσουρανίτης βρέθηκαν για πρώτη φορά μέσα σε πέτρωμα στον Ελληνικό χώρο.

3. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

3.1. Γενικά

Όπως προαναφέρθηκε, η μελέτη της γεωχημείας των κύριων στοιχείων έγινε από τον ΣΚΛΑΒΟΥΝΟ (1981) στα πλαίσια της διδακτορικής του διατριβής με αναλύσεις που έγιναν στο C.R.P.G. στη Γαλλία με τη μέθοδο XRF και στο Ινστιτούτο Ερευνών Βορείου Γροιλανδίας στην Κοπεγχάγη.

Οι χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων για τα ιχνοστοιχεία που περιέχουν έγιναν στο Εργαστήριο Ορυκτολογίας του Α.Π.Θ. με τη μέθοδο της ατομικής απορρόφησης. Αναλυτικότερα, επιλέχθηκαν 18 δείγματα από αυτά που είχε ήδη αναλύσει ο ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ (1981) για κύρια στοιχεία. Τα δείγματα έσπασαν στην αρχή σε υδραυλικό σπαστήρα και στη συνέχεια σε σπαστήρα σιαγόνων. Τα τεμάχια που παίρναμε απλωνόταν σε μια επιφάνεια όπου με τη μέθοδο των τεταρτημόριων χωριζόταν υλικό βάρους περίπου 200-250 gr που στη συνέχεια κονιοποιούνταν σε μύλο βολφραμίου, ώστε η τελική του μορφή να είναι αναφής σκόνη. Το υλικό αυτό χρησιμοποιήθηκε για να γίνει η χημική ανάλυση.

Τα ιχνοστοιχεία που αναλύθηκαν είναι Rb, Sr, Ba, Ni, Cu, Cr, Co, Zn και Pb. Για τα ιχνοστοιχεία Rb, Sr, Ni, Cu, Cr, Co, Zn και Pb ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία: 0.5 gr σκόνης αναμειγνυόταν με 10 ml HF, 5 ml HNO₃ και 8 ml HClO₄ σε τεφλόν. Τοποθετούνταν σε θερμαινόμενη πλάκα σχεδόν μέχρι ξηρού, ενώ στη συνέχεια προσθέτονταν 5 ml HCl 1:1 και 10 ml H₂O. Το διάλυμα θερμαινόταν και στη συνέχεια αραιωνόταν στα 50 ml με H₂O. Αυτό ήταν το διάλυμα Α. Με 5 ml διαλύματος Α, προσθήκη 1 ml KCl 50 mg/ml και αραίωση στα 10 ml με H₂O παρασκευαζόταν το διάλυμα Β. Για το διάλυμα Γ χρησιμοποιούνταν 10 ml διαλύματος Α και 2.5 ml LaCl₃ 50 mg/ml ενώ η αραίωσή του γινόταν στα 25 ml με H₂O.

Για τη χημική ανάλυση του Ba ακολουθήθηκε άλλη διαδικασία. Σε τεφλόν τοποθετούνταν 2 gr σκόνης, 20 ml HF, 6 ml HNO₃ και 5 ml HClO₄. Το διάλυμα αναδευόταν και τοποθετούνταν στο φούρνο στους 105 °C για μία ώρα. Μετά τοποθετούνταν σε θερμαινόμενη πλάκα και πριν εξατμιστούν όλα του τα υγρά προσθέτονταν 10 ml πυκνού HCl, 1.6 gr H₃BO₃ και 15 ml H₂O και

θερμαινόταν ελαφρά. Ακολουθούσε προσθήκη 4 ml KCl 50 mg/ml και αραίωση στα 200 ml με H₂O.

3.2. Διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων

Τα διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων των κύριων στοιχείων (Σχ. 3.1) έγιναν με βάση του στοιχεία του ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΥ (1981) και του ΣΟΛΔΑΤΟΥ (1985).

Στον πίνακα 3.1. παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων των οξειδίων των κύριων στοιχείων (ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ 1981).

Η συμπεριφορά των οξειδίων σε σχέση με το ποσοστό του SiO₂ είναι η παρακάτω:

3.2.1. Al₂O₃

Η περιεκτικότητα του Al₂O₃ παρουσιάζει μείωση με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂ πιθανότατα λόγω ελάττωσης της βασικότητας των πλαγιокλάστων. Στους γρανοδιορίτες κυμαίνεται από 17,08 έως 14,98, στους γρανίτες είναι πιο εμφανής η μείωση με ποσοστά μεταξύ του 15,47 και 14,06 ενώ και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες μειώνεται από 15,26 σε 12,99.

Οι γραμμές τάσης και των τριών τύπων πετρωμάτων ακολουθούν πτωτική πορεία με αυτή των γρανοδιοριτών να έχει τη μικρότερη κλίση, μετά ακολουθεί αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών η οποία είναι υποπαράλληλη της πρώτης και ακολουθεί με μεγαλύτερη κλίση αυτή των γρανιτών.

3.2.2. TiO₂

Το ποσοστό του TiO₂ στους γρανοδιορίτες παρουσιάζει μείωση από 0,77 σε 0,36 με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂ των δειγμάτων λόγω της μείωσης της περιεκτικότητας του πετρώματος σε τιτανίτη και βιοτίτη. Μείωσή του παρατηρούμε και στους γρανίτες αλλά και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες με τιμές να κυμαίνονται από 0,45 έως 0,16 στους πρώτους και 0,36 μέχρι 0,01 στους άλλους που οφείλεται στην περαιτέρω μείωση του

ποσοστού του τιτανίτη και του βιοτίτη από αυτούς τους τύπους των πετρωμάτων.

Οι γραμμές τάσεις έχουν κι εδώ σχεδόν την ίδια συμπεριφορά με αυτές του διαγράμματος του Al_2O_3 . Μικρότερη κλίση παρουσιάζει αυτή των γρανοδιοριτών, αμέσως μεγαλύτερη είναι αυτής των διμαρμαρυγιακών γρανιτών και την μεγαλύτερη κλίση την παρουσιάζει η γραμμή τάσης των γρανιτών.

3.2.3. FeOt ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$)

Το ποσοστό των οξειδίων του Fe (ως άθροισμα FeO και Fe_2O_3) παρουσιάζει μείωση από 3,50 μέχρι 0,92 στους γρανοδιορίτες και στους γρανίτες από 2,09 σε 1,08. Αρνητική είναι η μεταβολή του και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες με ποσοστά να κυμαίνονται από 1,89 έως 0,37 ενώ οι τιμές τους παρουσιάζουν μεγαλύτερη διασπορά απ' τις τιμές των γρανοδιοριτών και των γρανιτών. Η μείωσή του οφείλεται στη μείωση του ποσοστού του βιοτίτη.

Στο διάγραμμα προβολής των οξειδίων του Fe παρατηρείται αρνητική κλίση στις γραμμές τάσης με μικρότερη κλίση να έχει αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών, ακολουθεί αυτή των γρανιτών ενώ η μεγαλύτερη εμφανίζεται σ' αυτή των γρανοδιοριτών της Ελατιάς.

3.2.4. MgO

Αρνητική εμφανίζεται και η μεταβολή του MgO με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 των δειγμάτων και οφείλεται κι αυτή, όπως και του Fe_2O_3 , στη μείωση του ποσοστού του βιοτίτη. Στους γρανοδιορίτες κυμαίνεται από 1,83 έως 0,93 ενώ στους γρανίτες βρίσκεται σε ακόμη μικρότερη περιεκτικότητα παίρνοντας τιμές από 0,79 μέχρι 0,42. Στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες η περιεκτικότητά του μειώνεται από 0,68 μέχρι 0,10.

Πτωτική τάση ακολουθούν και οι γραμμές τάσης των οξειδίων του Mg με μικρότερη κλίση να έχει αυτή των γρανιτών, σχεδόν παράλληλη να είναι αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών ενώ μεγάλη διαφορά στην κλίση της παρουσιάζει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών σε σχέση με τις άλλες δύο.

3.2.5. CaO

Το ποσοστό του CaO μειώνεται από 4,65 μέχρι 2,24 στους γρανοδιορίτες, από 2,26 μέχρι 1,13 στους γρανίτες και από 2,63 μέχρι 0,67 στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂. Ο ρυθμός ελάττωσης και στους τρεις τύπους πετρωμάτων φαίνεται να είναι ο ίδιος και οφείλεται στην ελάττωση του ποσοστού και της βασικότητας των πλαγιокλάστων. Το ποσοστό της κεροστίλβης είναι μικρό για να επηρεάσει τη μεταβολή του.

Οι γραμμές τάσης και των τριών τύπων πετρωμάτων φαίνεται ότι έχουν την ίδια κλίση, με αποτέλεσμα να παρουσιάζονται στο διάγραμμα ως παράλληλες.

3.2.6. MnO

Το ποσοστό του MnO παρουσιάζει μια ελαφριά μείωση στους γρανοδιορίτες με τιμές να κυμαίνονται από 0,15 μέχρι 0,05 και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες, με σαφώς μικρότερες τιμές, από 0,06 έως 0,01. Στους γρανίτες, αντιθέτως, το ποσοστό του MnO παρουσιάζει αύξηση από 0,04 σε 0,08 με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂.

Οι γραμμές τάσης των γρανοδιοριτών και των διμαρμαρυγιακών γρανιτών έχουν αρνητική κλίση και είναι σχεδόν παράλληλες, μ' αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών να παρουσιάζει μία γωνία κλίσης λίγο μεγαλύτερη από αυτή των γρανοδιοριτών. Αντιθέτως, η γραμμή τάσης των γρανιτών εμφανίζεται με ελαφρά θετική κλίση.

3.2.7. Na₂O

Στους γρανοδιορίτες το ποσοστό του οξειδίου του Na παρουσιάζει ελαφριά μείωση με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂ με μέγιστη τιμή 4,67 και ελάχιστη 3,16. Αντιθέτως με τους γρανοδιορίτες, στους γρανίτες η περιεκτικότητα του Na₂O αυξάνεται ανεπαίσθητα κυμαινόμενη από 2,18 μέχρι 3,75. Αν και τα δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά, ωστόσο, υπάρχει μείωση του ποσοστού του Na₂O με τιμές από 4,62 μέχρι 2,96.

Οι γραμμές τάσης των γρανοδιοριτών και των διμαρμαρυγιακών γρανιτών παρουσιάζονται στο διάγραμμα με αρνητική κλίση. Μεγαλύτερη

αρνητική κλίση έχει αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών κι ακολουθεί η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών με μικρότερη, όπου η προέκτασή της φαίνεται να τέμνει τη γραμμή τάσης των διμαρμαρυγιακών γρανιτών κοντά στο κέντρο της. Θετική κλίση έχει η γραμμή τάσης των γρανιτών.

3.2.8. K₂O

Το ποσοστό του K₂O παρουσιάζει αύξηση με την αύξηση του ποσοστού του Si₂O και στους τρεις τύπους πετρωμάτων με τιμές που κυμαίνονται από 1,80 μέχρι 4,84 στους γρανοδιορίτες και από 3,69 έως 5,73 στους γρανίτες. Αν και οι τιμές στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες παρουσιάζουν αρκετά μεγάλη διασπορά, η αύξηση του K₂O είναι αρκετά εμφανής με τιμές από 2,91 έως 6,96.

Θετική παρουσιάζεται η κλίση των γραμμών τάσης και στους τρεις τύπους των πετρωμάτων με μεγαλύτερη κλίση να έχει η γραμμή τάσης των διμαρμαρυγιακών γρανιτών, λίγο μικρότερη κλίση έχει η γραμμή τάσης των γρανιτών με αποτέλεσμα να εμφανίζονται σχεδόν παράλληλες, ενώ αρκετά μικρότερη κλίση έχει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών.

3.2.9. Na₂O+K₂O

Και το διάγραμμα μεταβολής του αθροίσματος των οξειδίων του Na και του K ακολουθεί τη μεταβολή του K₂O με αύξηση στους γρανοδιορίτες από 5,94 σε 8,00, στους γρανίτες από 7,14 σε 8,54 και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες να βρίσκεται σε ακόμη μεγαλύτερες περιεκτικότητες, από 7,45 μέχρι 10,10. Η αύξηση οφείλεται στην αύξηση της αναλογίας των καλιούχων αστρίων σε σχέση με τα πλαγιόκλαστα, καθώς επίσης και στη μείωση της βασικότητάς τους.

Θετική είναι η κλίση των γραμμών τάσης και των τριών τύπων των πετρωμάτων με μικρότερη γωνία να έχει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών, αμέσως μεγαλύτερη γωνία έχει η γραμμή τάσης των διμαρμαρυγιακών γρανιτών και η μεγαλύτερη γωνία παρατηρείται στη γραμμή τάσης των γρανιτών η οποία και τέμνει αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών.

3.2.10. P_2O_5

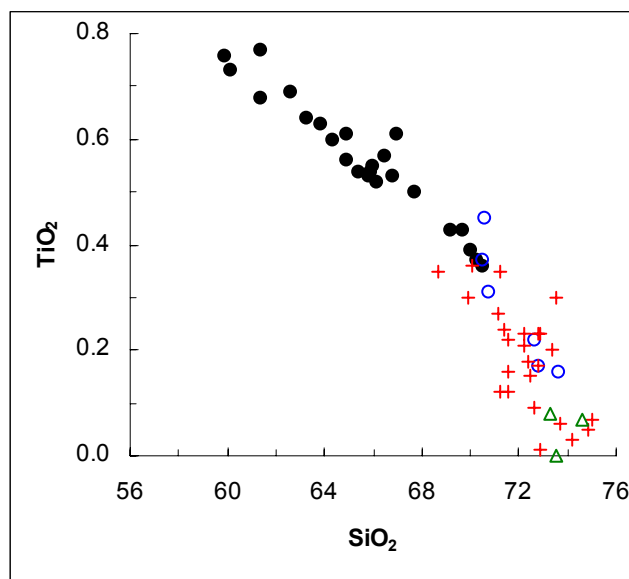
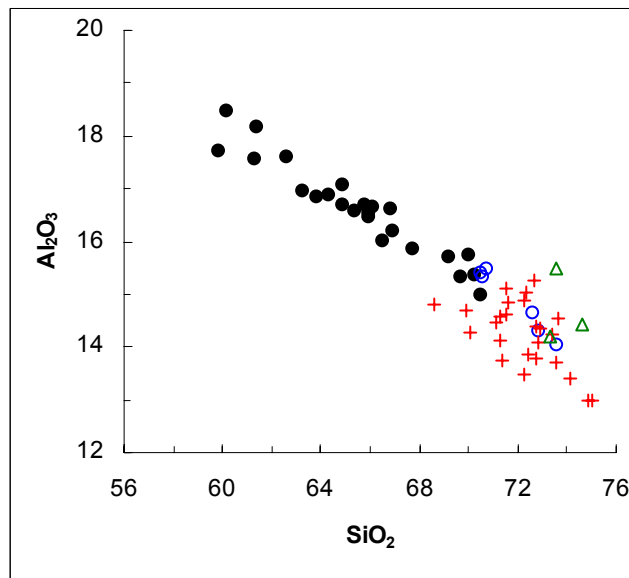
Το ποσοστό του P_2O_5 , που οφείλεται στην παρουσία απατίτη, στους γρανοδιορίτες κυμαίνεται από 0,44 μέχρι 0,13 και παρουσιάζει ελάττωση με την αύξηση του Si_2O . Πιο έντονη εμφανίζεται η ελάττωσή του στους γρανίτες όπου οι τιμές που παίρνει είναι από 0,15 μέχρι 0,05. Και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες παρατηρείται μείωσή του με τιμές από 0,14 μέχρι και 0. Σε δύο δείγματα διμαρμαρυγιακών γρανιτών παρατηρήθηκαν αρκετά υψηλές τιμές (0,30 και 0,32).

Αρνητική κλίση έχουν οι γραμμές τάσης και των τριών πετρωμάτων με μεγαλύτερη κλίση να έχει αυτή των γρανιτών, η οποία τέμνει την γραμμή τάσης των διμαρμαρυγιακών γρανιτών που παρουσιάζει συγχρόνως και τη μικρότερη κλίση. Η κλίση της γραμμής τάσης των γρανοδιοριτών είναι μεγάλη, όχι όμως τόσο, όσο αυτή των γρανιτών.

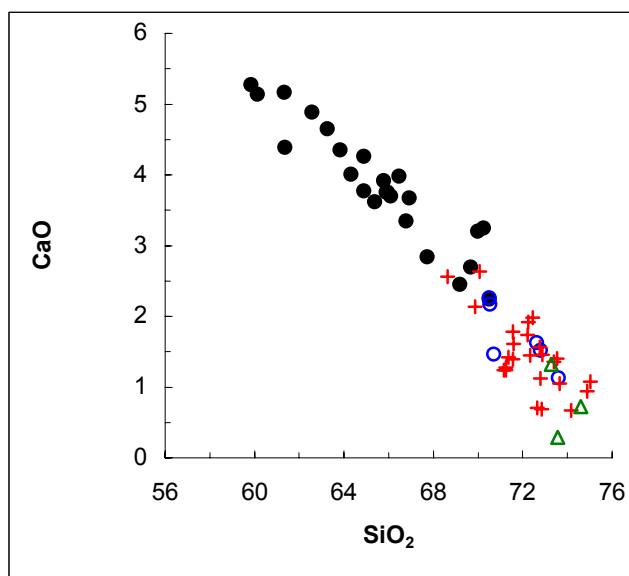
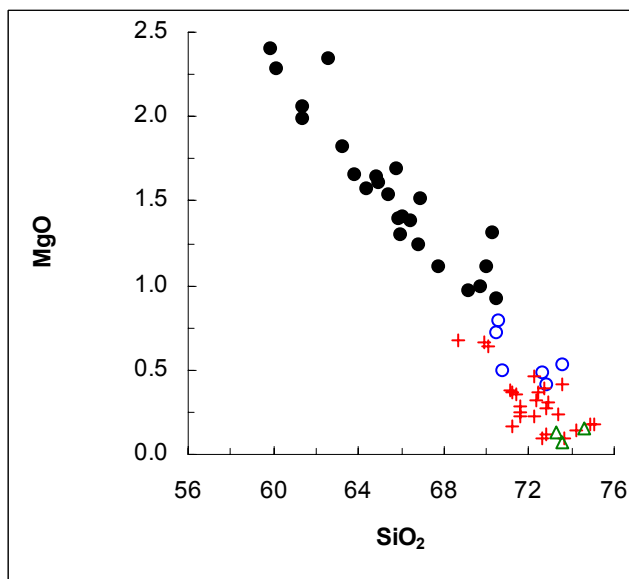
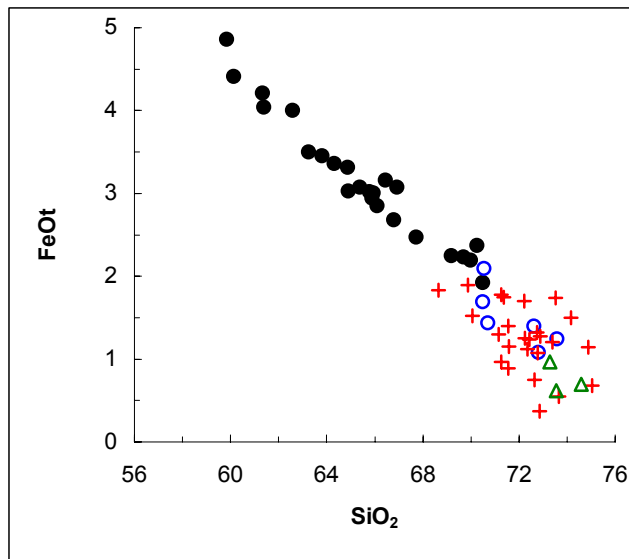
Πίνακας 3.1

Αναλύσεις κύριων στοιχείων του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου και της Ελατιάς.

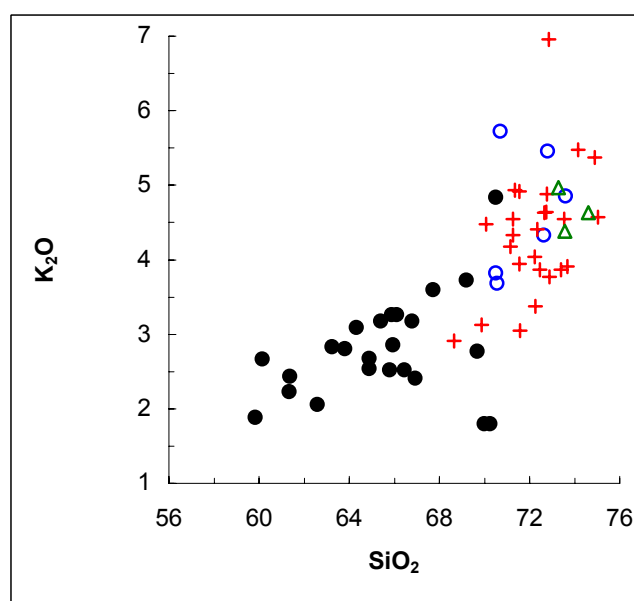
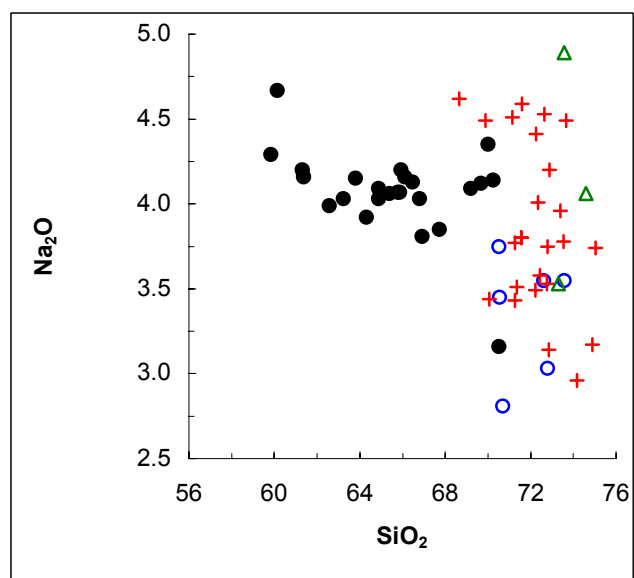
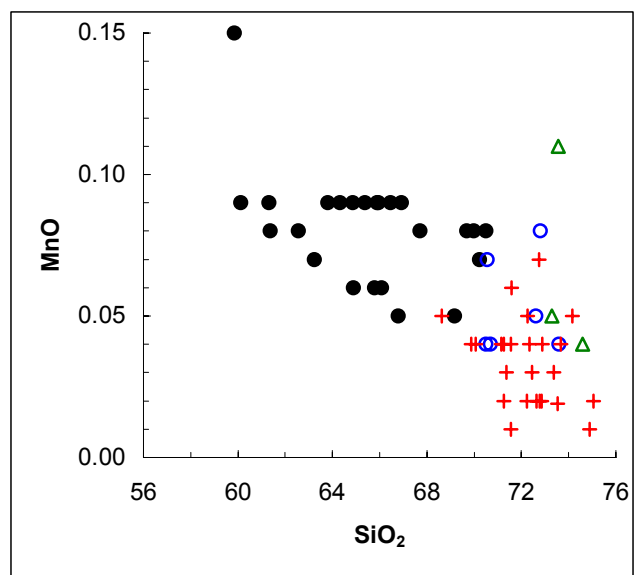
ΔΕΙΓΜΑ	ΠΕΤΡ.	ΤΥΠΟΣ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Σύνολο K ₂ O+Na ₂ O
30	TMGR	Παρανέστι	68.64	0.35	14.80	0.05	1.79	1.83	0.05	0.68	2.56	4.62	2.91	0.10	1.56	7.53
35	TMGR	Παρανέστι	69.88	0.30	14.68	0.06	1.84	1.89	0.04	0.66	2.14	4.49	3.13	0.08	1.00	7.62
52	TMGR	Παρανέστι	70.06	0.36	14.26	0.62	1.00	1.52	0.04	0.64	2.63	3.44	4.48	0.14	2.32	7.92
29	TMGR	Παρανέστι	71.15	0.27	14.45	0.64	0.72	1.30	0.04	0.38	1.24	4.51	4.18	0.07	0.64	8.69
42	TMGR	Παρανέστι	71.25	0.12	14.57	0.25	0.74	0.96	0.02	0.16	1.24	3.77	4.33	0.00	2.10	8.10
46	TMGR	Παρανέστι	71.25	0.35	14.13	0.43	1.39	1.78	0.04	0.37	1.28	3.43	4.55	0.08	1.25	7.98
39	TMGR	Παρανέστι	71.36	0.24	13.75	0.04	1.71	1.75	0.03	0.35	1.42	3.51	4.93	0.08	1.07	8.44
45	TMGR	Παρανέστι	71.55	0.22	14.62	0.50	0.95	1.40	0.01	0.28	1.78	3.80	3.94	0.00	1.16	7.74
48	TMGR	Παρανέστι	71.58	0.16	14.83	0.57	0.64	1.15	0.06	0.23	1.61	4.59	3.05	0.30	1.88	7.64
40	TMGR	Παρανέστι	72.23	0.23	13.47	0.08	1.63	1.70	0.02	0.46	1.74	3.49	4.04	0.05	1.07	7.53
50	TMGR	Παρανέστι	72.25	0.21	14.88	0.19	1.08	1.25	0.05	0.23	1.92	4.41	3.38	0.04	1.01	7.79
38	TMGR	Παρανέστι	72.44	0.15	13.86	0.08	1.29	1.24	0.03	0.37	1.98	3.58	3.87	0.04	0.56	7.45
44	TMGR	Παρανέστι	72.65	0.09	15.26	0.50	0.30	0.75	0.02	0.10	0.71	4.53	4.63	0.00	1.41	9.16
32	TMGR	Παρανέστι	72.78	0.17	13.79	0.02	1.06	1.08	0.02	0.27	1.12	3.75	4.88	0.05	0.53	8.63
31	TMGR	Παρανέστι	72.85	0.01	14.07	0.08	0.30	0.37	0.02	0.12	0.69	3.14	6.96	0.03	0.36	10.10
49	TMGR	Παρανέστι	72.89	0.23	14.34	0.24	1.06	1.28	0.04	0.31	1.46	4.20	3.77	0.08	0.80	7.97
51	TMGR	Παρανέστι	73.38	0.20	14.23	0.48	0.81	1.21	0.03	0.24	1.36	3.96	3.87	0.03	0.84	7.83
47	TMGR	Παρανέστι	73.66	0.06	14.53	0.34	0.23	0.55	0.04	0.10	1.05	4.49	3.91	0.00	0.35	8.40
33	TMGR	Παρανέστι	74.17	0.03	13.40	0.08	1.43	1.50	0.05	0.14	0.67	2.96	5.48	0.03	0.88	8.44
37	TMGR	Παρανέστι	74.88	0.05	12.99	0.07	1.08	1.14	0.01	0.18	0.94	3.17	5.37	0.02	0.50	8.54
34	TMGR	Παρανέστι	75.04	0.07	12.99	0.13	0.56	0.68	0.02	0.18	1.08	3.74	4.57	0.03	0.41	8.31
A-13	TMGR	Ελατιά	71.55	0.12	15.10	0.50	0.44	0.89	0.04	0.25	1.39	3.80	4.92	0.05	1.94	8.72
A-16	TMGR	Ελατιά	72.34	0.18	15.04	0.59	0.59	1.12	0.04	0.32	1.45	4.01	4.41	0.05	1.05	8.42
D-15	TMGR	Ελατιά	72.75	0.23	14.37	0.07	1.26	1.32	0.07	0.39	1.57	3.53	4.64	0.07	1.09	8.17
V-27	TMGR	Ελατιά	73.53	0.30	13.69	0.04	1.70	1.74	0.02	0.42	1.40	3.78	4.55	0.32	0.18	8.33



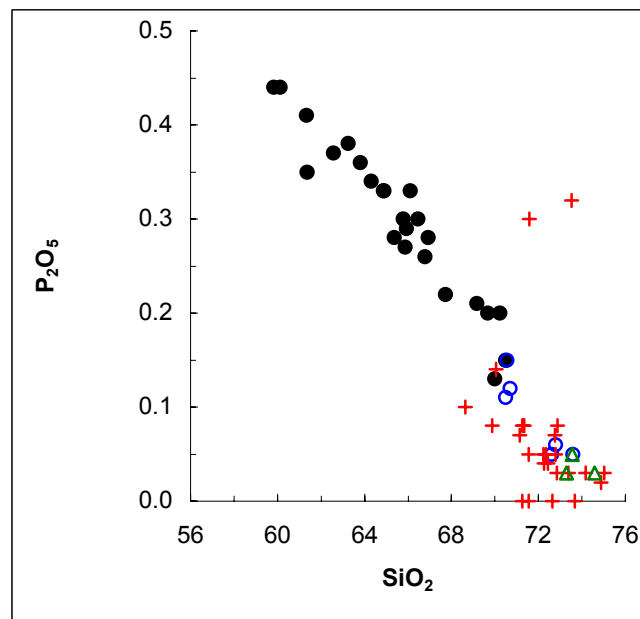
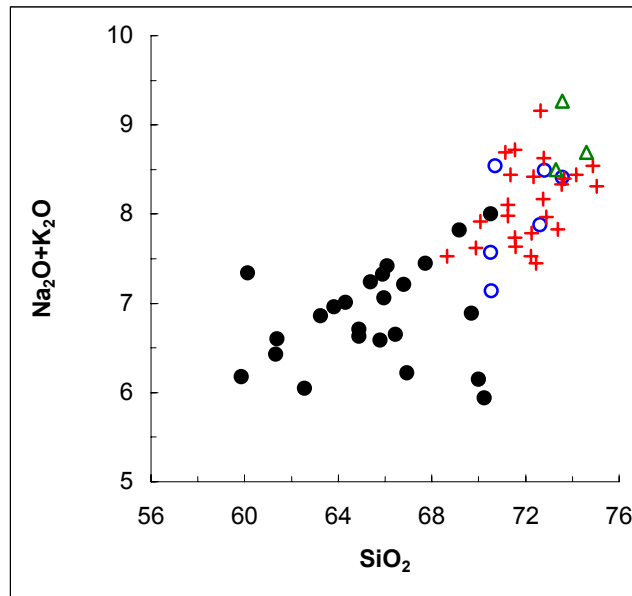
Σχήμα 3.1. Προβολή των κύριων στοιχείων, με τη μορφή οξειδίων, των πλουτωνιτών του Παρανεστίου και της Ελατιάς για σύγκριση μεταξύ τους ως προς την αναλογία τους σε SiO_2 . Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.



Σχήμα 3.1. (Συνέχεια)



Σχήμα 3.1. (Συνέχεια)



Σχήμα 3.1. (Συνέχεια)

3.3. Διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων

Τα διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων σε σχέση με την αύξηση του SiO_2 των γρανοδιοριτών και των γρανιτών της Ελατιάς σχεδιάστηκαν με βάση τον προσδιορισμό τους με τη μέθοδο XRF που έκανε ο ΣΟΛΔΑΤΟΣ (1985). Ενώ όπως αναφέρθηκε, οι διμαρμαρυγικοί γρανίτες του Παρανεστίου αναλύθηκαν με τη μέθοδο της φασματομετρίας ατομικής απορρόφησης. Στο σχήμα 3.2. παρουσιάζονται τα διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων του διμαρμαρυγικού γρανίτη του Παρανεστίου ως προς την περιεκτικότητά τους σε SiO_2 , ενώ δίπλα τους έχουν προστεθεί τα ίδια διαγράμματα με τα αποτελέσματα των αναλύσεων του γρανοδιορίτη, του γρανίτη και των απλιτικών και πηγματιτικών πετρωμάτων της Ελατιάς για να είναι πιο εύκολη η σύγκρισή τους.

Στον πίνακα 3.2. παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων των ιχνοστοιχείων του διμαρμαρυγικού γρανίτη.

Τα αποτελέσματα αναλυτικά παρουσιάζονται παρακάτω:

3.3.1. Rb

Το Rb αντικαθιστά το K στο πλέγμα των ορυκτών. Η σχέση Rb:K αυξάνει όσο προχωρά η διαφοροποίηση, με αποτέλεσμα να αυξάνεται και η συγκέντρωσή του στις τελευταίες φάσεις μιας σειράς που διαφοροποιήθηκε μαγματικά.

Το ποσοστό του στους γρανοδιορίτες παρουσιάζει μια ελαφριά αύξηση σε σχέση με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 , από 83 σε 178. Πιο έντονη είναι η αύξηση που παρουσιάζει στους γρανίτες με ελάχιστη τιμή 144 και μέγιστη 275. Συναντάται κυρίως στους μαρμαρυγίτες με περιεκτικότητα 2-3 φορές περισσότερη απ' ότι στους καλιούχους αστρίους. Ωστόσο, η περιεκτικότητα σε Rb του πετρώματος οφείλεται κυρίως στην αφθονία των καλιούχων αστρίων. Αν και στους διμαρμαρυγικούς γρανίτες η διασπορά του Rb είναι μεγάλη, κυμαίνεται από 46 μέχρι 210, σύμφωνα με τη γραμμή τάσης

του έχουμε κι εδώ αύξηση της περιεκτικότητάς του με την αύξηση της περιεκτικότητας των δειγμάτων σε SiO_2 .

Θετική κλίση των γραμμών τάσης παρατηρείται και στους τρεις τύπους των πετρωμάτων με μεγαλύτερη γωνία να παρουσιάζει αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών, αμέσως μικρότερη γωνία η γραμμή τάσης των γρανιτών, ενώ την μικρότερη γωνία την παρουσιάζει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών.

3.3.2. Sr

Το Sr στα όξινα πετρώματα εμφανίζεται κυρίως στους αστρίους όπου στα πλαγιόκλαστα αντικαθιστά το Ca ενώ στους καλιούχους αστρίους το K. Τη μείωση του Sr την προκαλεί η κρυστάλλωση των πλαγιοκλάστων που κατά την κρυστάλλωσή τους διεισδύει στο πλέγμα τους αντικαθιστώντας το Ca. Μόλις όμως αρχίσει η κρυστάλλωση των καλιούχων αστρίων επειδή αντικαθιστά ευκολότερα το K από το Ca συγκεντρώνεται σ' αυτούς.

Το ποσοστό του παρουσιάζει γενικά μείωση με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 και στους τρεις τύπους πετρωμάτων. Στους γρανοδιορίτες το ποσοστό του μειώνεται από 835 σε 376, στους γρανίτες της Ελατιάς από 344 σε 125 ενώ στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες της περιοχής του Παρανεστίου, όπου και παρατηρείται η μεγαλύτερη διακύμανση τιμών, το ποσοστό του ελαττώνεται από 1010 σε 104.

Έντονη αρνητική κλίση παρουσιάζουν οι γραμμές τάσης των πετρωμάτων με μεγαλύτερη γωνία κλίσης να έχει η γραμμή τάσης των διμαρμαρυγιακών γρανιτών. Η γραμμή τάσης των γρανιτών ακολουθεί, ενώ την μικρότερη γωνία την έχει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών.

Γενικά, η συγκέντρωση του Sr μειώνεται στα υπολειμματικά υγρά, αντιθέτως με τη συγκέντρωση του Rb που αυξάνεται απότομα.

3.3.3 Ba

Το Ba λόγω του μεγέθους της ιοντικής του ακτίνας αντικαθιστά μόνο το K γι' αυτό και το συναντάμε στο βιοτίτη και στους καλιούχους αστρίους. Ακόμη, μπορεί να γίνει “δεκτό” και στην πλαγιοκλαστική δομή καθώς επίσης και μέχρι ένα βαθμό στην κεροστίλβη. Στις ασβεσταλκαλικές σειρές παρουσιάζει μείωση από τα ενδιάμεσα προς τα όξινα πετρώματα της σειράς.

Και στους τρεις τύπους πετρωμάτων το ποσοστό του παρουσιάζει μεγάλο εύρος τιμών. Οι τιμές του κυμαίνονται από 1186 μέχρι 235 στους γρανοδιορίτες, όπου ελαττώνεται με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 . Στους γρανίτες και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες παρατηρούμε πιο απότομη μείωση του ποσοστού του, από 1162 σε 191 και 1602 σε 286 αντίστοιχα.

Η κλίση των γραμμών τάσης είναι αρνητική και για τους τρεις τύπους πετρωμάτων. Μικρότερη γωνία έχει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών, αμέσως μεγαλύτερη είναι η γωνία κλίσης των γρανιτών, ενώ λίγο μεγαλύτερη είναι αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών κι εμφανίζονται οι δύο γραμμές σχεδόν παράλληλες.

3.3.4. Zn

Ο Zn έχει την τάση να συγκεντρώνεται στις υπολειμματικές μαγματικές φάσεις και κυρίως σε ορυκτά που περιέχουν MgO και FeO . Γι' αυτό το λόγο τον βρίσκουμε κυρίως στο πλέγμα του βιοτίτη να αντικαθιστά το Fe.

Στους γρανοδιορίτες το ποσοστό του μειώνεται με την αύξηση του SiO_2 από 112 σε 37. Αλλά και στους γρανίτες και τους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες ο Zn μειώνεται με τιμές που κυμαίνονται από 54 μέχρι 18 και από 65 μέχρι 13 αντίστοιχα.

Αρνητική είναι η κλίση των γραμμών τάσης κι εδώ με τη μικρότερη γωνία κλίσης να την έχει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών. Ακολουθεί η γραμμή τάσης των διμαρμαρυγιακών γρανιτών η οποία τέμνει τη γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών ενώ τέμνεται με τη σειρά της από τη γραμμή τάσης των γρανιτών, που έχει και τη μεγαλύτερη γωνία κλίσης.

3.3.5. Ni

Το Ni αντικαθιστά το Mg στο πλέγμα των ορυκτών. Η αναλογία Ni:Mg παρουσιάζει μείωση από τα βασικά, όπου εμφανίζεται στο πλέγμα του ολιβίνη, προς τα όξινα πετρώματα, όπου μπορεί να αντικαταστήσει το Mg στις οκταεδρικές θέσεις της κεροστίλβης και του βιοτίτη.

Το ποσοστό του παρουσιάζει διαφορετική τάση ανάλογα με τον τύπο του πετρώματος. Στους γρανοδιορίτες το ποσοστό του μειώνεται με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 από 21 σε 3. Στους γρανίτες αν και το

ποσοστό του κυμαίνεται από 1 μέχρι 5, ωστόσο, παρουσιάζει μια πολύ μικρή αύξηση σε σχέση με την αύξηση του SiO_2 . Στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες παρατηρείται γενικά μια σταθερότητα της γραμμής τάσης του σε σχέση με το SiO_2 . Ούτε αύξηση αλλά ούτε και μείωσή του, αν και το εύρος των τιμών των δειγμάτων είναι μεγάλο. Κυμαίνεται από 27 έως 0.

Η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών έχει αρνητική κλίση. Αντιθέτως, η γραμμή τάσης των γρανιτών παρουσιάζει ελαφρώς θετική κλίση, ενώ η γραμμή τάσης των διμαρμαρυγιακών γρανιτών εμφανίζεται με μηδενική κλίση.

3.3.6. Cr

Το Cr παίρνει τη θέση του Fe^{+3} στο πλέγμα του βιοτίτη και του μαγνητίτη. Το ποσοστό του μειώνεται ανάλογα με τον τύπο των πετρωμάτων από τα λιγότερο προς τα περισσότερα όξινα. Στους γρανοδιορίτες το ποσοστό του μειώνεται από 37 σε 24. Στους γρανίτες οι τιμές που παίρνει είναι από 25 μέχρι 20 και ελαττώνεται με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 . Το ποσοστό του μειώνεται και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες και κυμαίνεται από 21 μέχρι 7. Παρατηρούμε όμως ότι μόνο τρεις τιμές είναι “υψηλές” (21, 19, 19) ενώ το ποσοστό του στα υπόλοιπα δείγματα κυμαίνεται από 12 μέχρι 7.

Σχεδόν παράλληλες με αρνητική κλίση εμφανίζονται οι γραμμές κλίσεις και των τριών τύπων των πετρωμάτων. Αν και οι διαφορές των γωνιών τους είναι πολύ μικρές, μπορούμε να διακρίνουμε ότι τη μεγαλύτερη κλίση την έχει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών και τη μικρότερη η γραμμή τάσης των γρανιτών.

3.3.7. Pb

Ο Pb γίνεται δεκτός σε ορυκτά του K αντικαθιστώντας το. Βρίσκεται ως ίχνη κυρίως στους γρανίτες επειδή συγκεντρώνεται στα υπολειμματικά υγρά κατά τη διαδικασία της διαφοροποίησης.

Ακριβώς αντίθετα με το ποσοστό του Cr κυμαίνεται το ποσοστό του στα δείγματα. Παρατηρείται μια αύξηση της περιεκτικότητάς του Pb από τα λιγότερα προς τα περισσότερα όξινα πετρώματα. Στους γρανοδιορίτες το ποσοστό του αυξάνεται από 9 σε 32, στους γρανίτες από 17 σε 45 ενώ στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες το ποσοστό του αυξάνεται από 27 σε 118. Παρατηρούμε κι εδώ, όπως και σε αναλύσεις άλλων ιχνοστοιχείων, ότι τα

δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά σε σχέση μ' αυτά του γρανοδιορίτη και του γρανίτη.

Θετική είναι κλίση των γραμμών τάσης όλων των τύπων των πετρωμάτων, με ανεπαίσθητη γωνία κλίσης να έχει αυτή των διμαρμαρυγιακών γρανιτών, μεγαλύτερη η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών και την πιο μεγάλη κλίση να την παρουσιάζει η γραμμή τάσης των γρανιτών.

3.3.8. Cu

Το ποσοστό του Cu μειώνεται με την με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 από 10 σε 0 στους γρανοδιορίτες. Στους γρανίτες, αντιθέτως, και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες το ποσοστό του αυξάνεται με την αύξηση του SiO_2 παίρνοντας τιμές από 0 μέχρι 6 και από 0 μέχρι 18 αντίστοιχα. Και στους τρεις τύπους πετρωμάτων παρατηρείται διασπορά των τιμών.

Αρνητική κλίση έχει η γραμμή τάσης των γρανοδιοριτών. Από την άλλη πλευρά, θετική είναι η κλίση των γραμμών τάσης των γρανιτών και των διμαρμαρυγιακών γρανιτών και μάλιστα οι δύο γραμμές εμφανίζονται παράλληλες.

3.3.9. Co

Το Co λόγω της σχεδόν ισομεγέθους ιοντικής ακτίνας με το Fe^{+2} και το Mg τα αντικαθιστά στο πλέγμα των ορυκτών. Παρατηρείται μείωση του ποσοστού του καθώς προχωρά η κλασματική κρυστάλλωση από τα βασικά προς τα όξινα πετρώματα κι αυτό οφείλεται στην περιεκτικότητά τους σε Mg και Fe^{+2} που δεσμεύονται από ορυκτά που σχηματίζονται νωρίς, όπως ο ολιβίνης.

Για το Co έχουμε χημικές αναλύσεις μόνο από τους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες όπου παρατηρούμε μείωσή του με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 από 74 σε 14 και μεγάλη διασπορά τιμών.

Η γραμμή τάσης των διμαρμαρυγιακών γρανιτών έχει αρνητική κλίση.

Στους γρανοδιορίτες και στους γρανίτες της περιοχής της Ελατιάς δεν έγινε ανάλυση για Co.

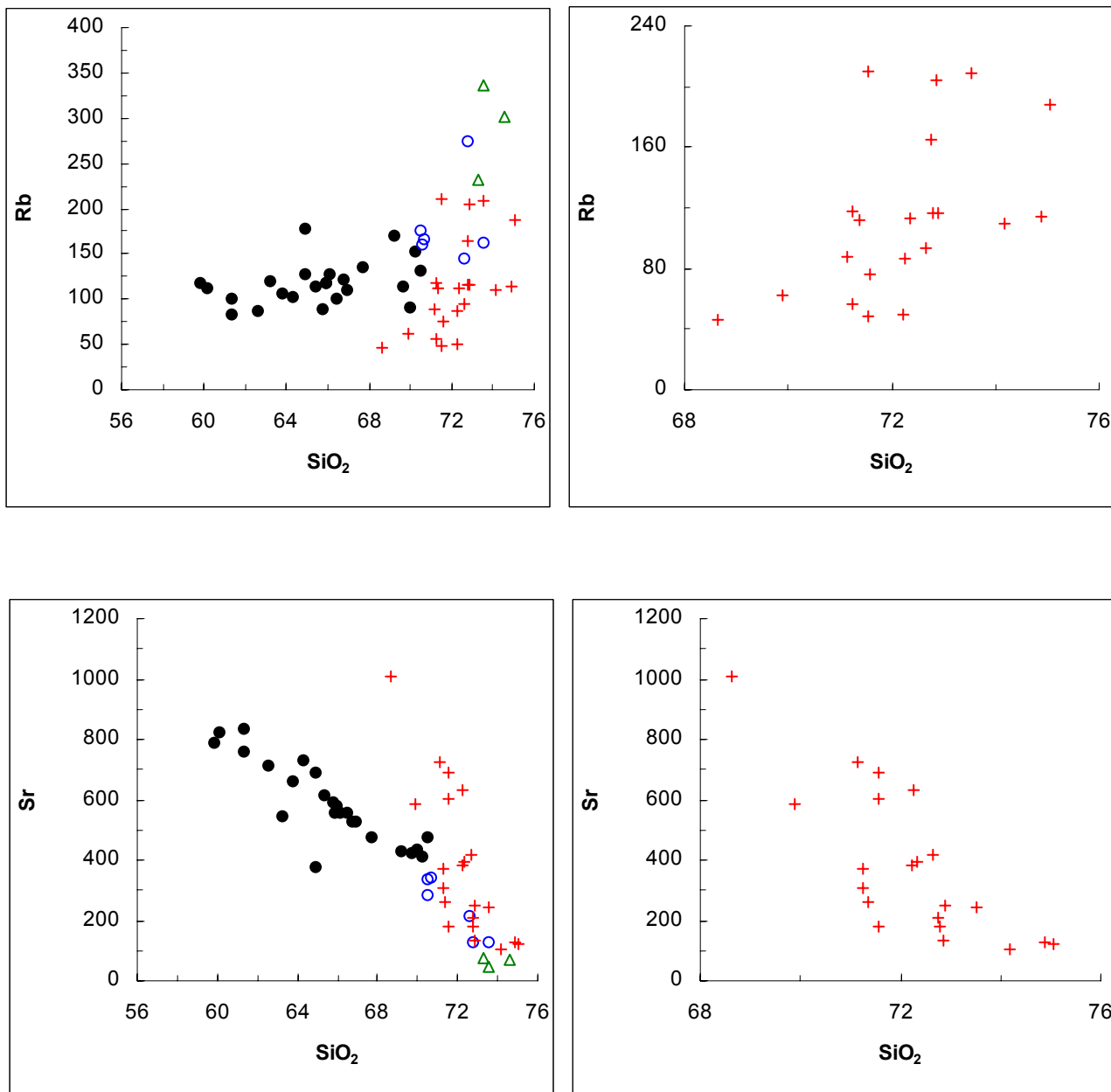
Πίνακας 3.2

Αναλύσεις ιχνοστοιχείων των διμαρμαρυγιακών γρανιτών του Παρανεστίου και της Ελατιάς.

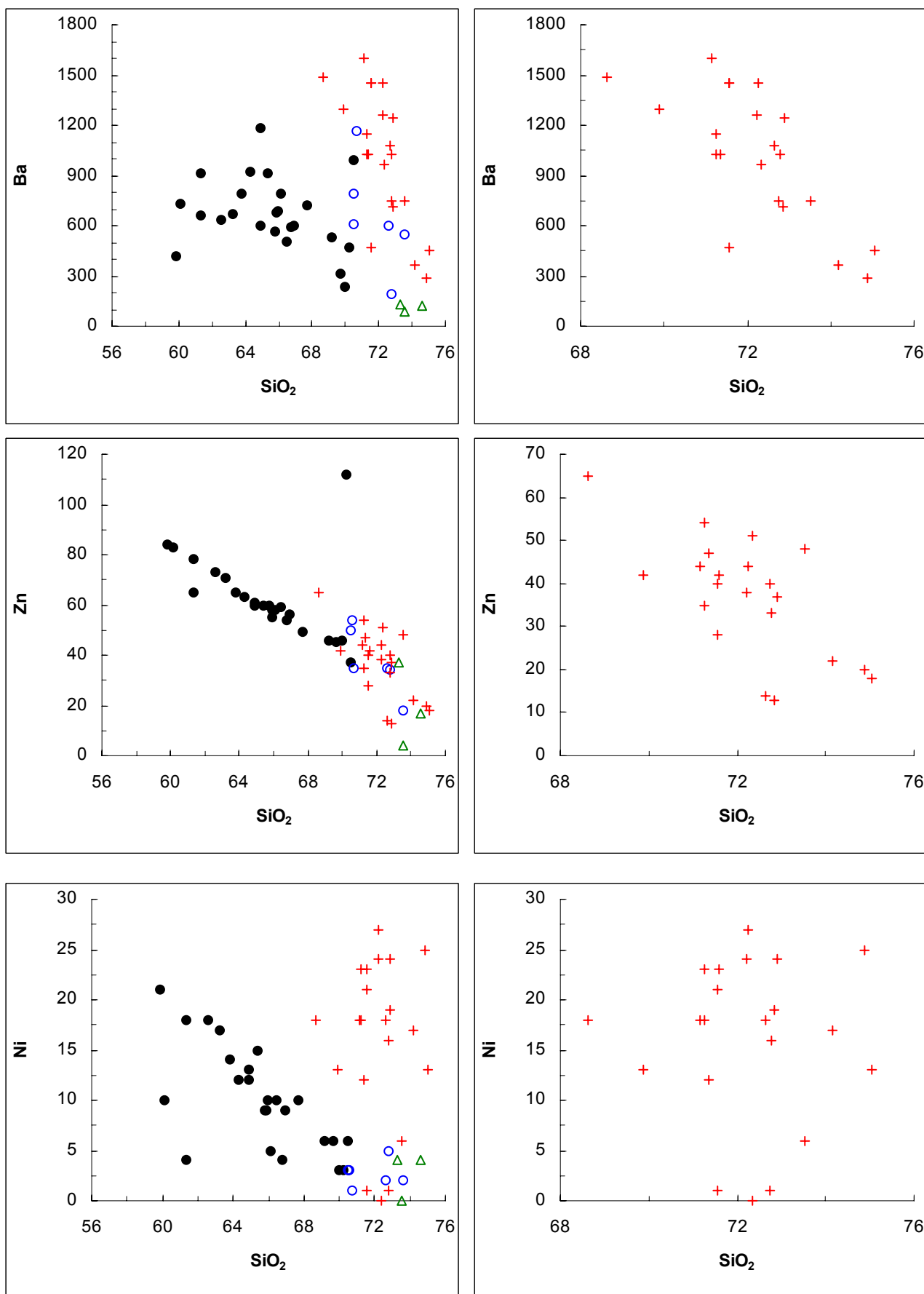
ΔΕΙΓΜΑ ΠΕΤΡ. ΤΥΠΟΣ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ			Rb	Sr	Ba	Zn	Co	Pb	Cu	Ni	Cr
30	TMGR	Παρανέστι	46	1010	1491	65	18	72	7	18	10
35	TMGR	Παρανέστι	62	588	1296	42	15	100	3	13	10
29	TMGR	Παρανέστι	88	725	1602	44	74	95	4	18	11
42	TMGR	Παρανέστι	56	373	1149	35	15	61	14	18	8
46	TMGR	Παρανέστι	118	305	1027	54	61	65	8	23	12
39	TMGR	Παρανέστι	112	258	1024	47	55	68	15	12	11
45	TMGR	Παρανέστι	48	605	1450	40	16	60	7	21	12
48	TMGR	Παρανέστι	76	688	1453	42	30	80	11	23	11
40	TMGR	Παρανέστι	50	385	1262	38	54	65	6	24	12
50	TMGR	Παρανέστι	86	630	1451	44	69	64	3	27	12
44	TMGR	Παρανέστι	94	418	1077	14	22	118	8	18	7
32	TMGR	Παρανέστι	116	180	1027	33	73	86	3	16	9
31	TMGR	Παρανέστι	204	133	709	13	57	83	6	19	9
49	TMGR	Παρανέστι	116	250	1242	37	47	71	4	24	11
33	TMGR	Παρανέστι	110	105	364	22	20	58	14	17	9
37	TMGR	Παρανέστι	114	125	286	20	15	78	4	25	8
34	TMGR	Παρανέστι	188	123	449	18	22	102	18	13	9
Φ	TMGR	Παρανέστι	140	308	1159	41	16	60	4	13	8
A-13	TMGR	Ελατιά	210	177	471	28	δ.α.	30	0	1	21
A-16	TMGR	Ελατιά	113	395	963	51	δ.α.	28	0	0	19
D-15	TMGR	Ελατιά	165	210	744	40	δ.α.	27	2	1	19
V-27	TMGR	Ελατιά	209	243	744	48	14	51	4	6	10

TMGR: Διμαρμαρυγιακός γρανίτης

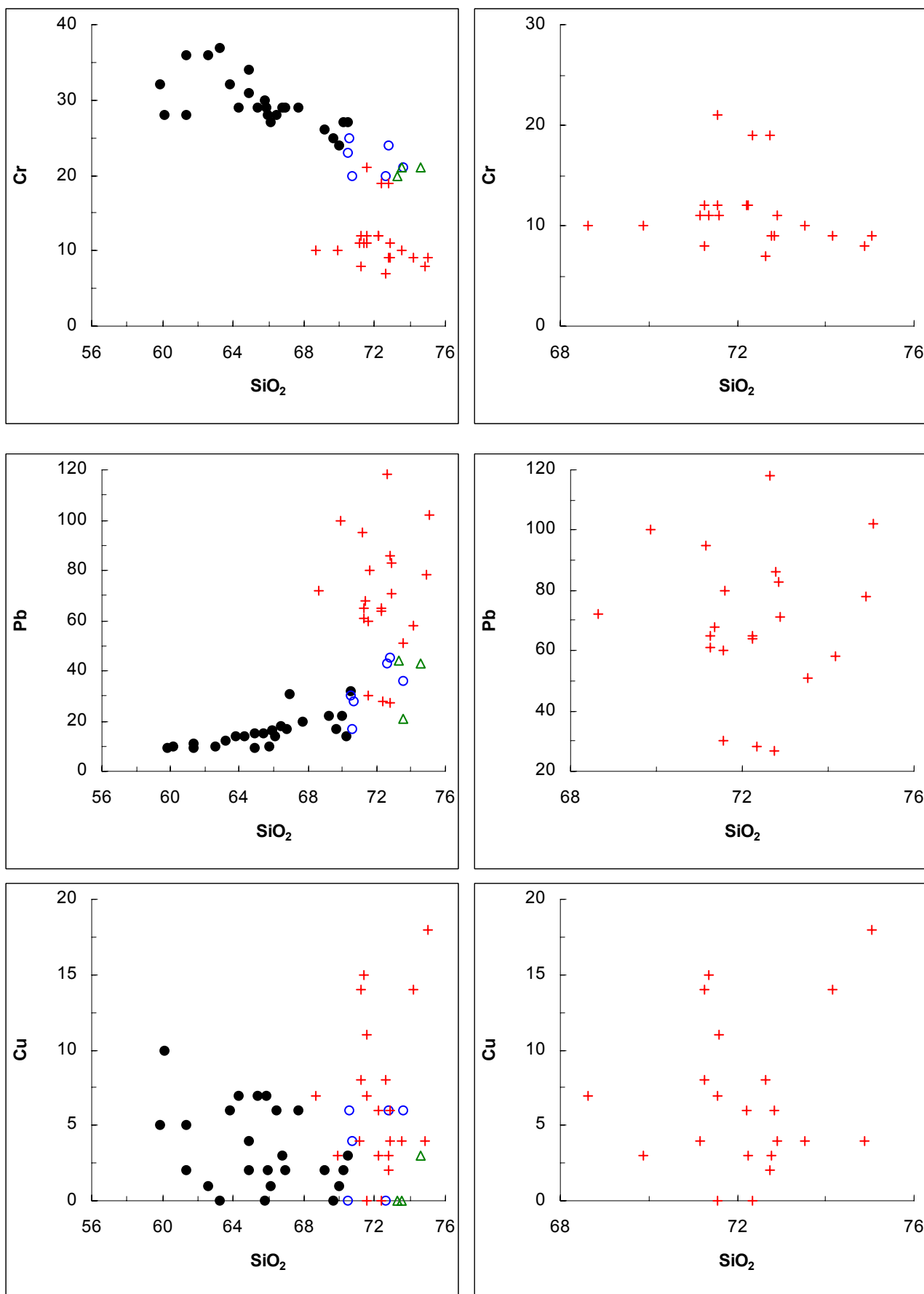
δ.α.: δεν αναλύθηκε



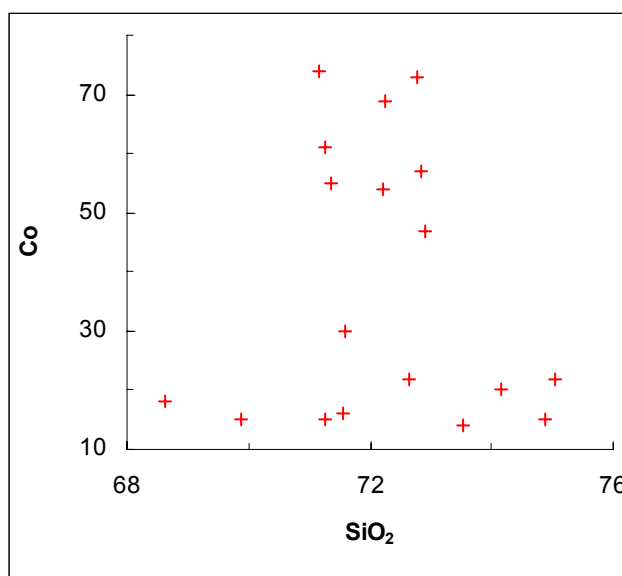
Σχήμα 3.2. Στη δεξιά στήλη προβάλλονται οι περιεκτικότητες των ιχνοστοιχείων των πλουτωνιτών του Παρανεστίου και της Ελατιάς, για σύγκριση μεταξύ τους, ως προς την αναλογία τους σε SiO₂. Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.



Σχήμα 3.2. (Συνέχεια)



Σχήμα 3.2. (Συνέχεια)



Σχήμα 3.2. (Συνέχεια)

3.4. Φύση του μάγματος - Χημικά χαρακτηριστικά

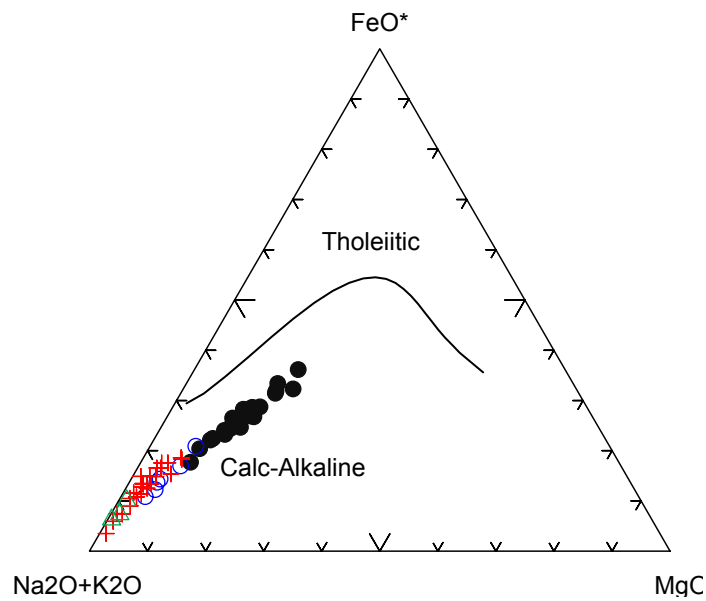
Ο ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ (1981) θεωρεί το διμαρμαρυγικό γρανίτη του Παρανεστίου ως ασβεσταλκαλικό, βασιζόμενος στις μεθόδους των PEACOCK (1931 από RITTMANN 1957), RITTMANN (1957), NIGGLI (1933 από τον BURRI 1964). Από την προβολή των τιμών των δειγμάτων που έγινε στα τρίγωνα ACF, Q-Or-Ab, Or-Ab-An και QLM και τις απόψεις των TILLEY & MUIR, MIYASHIRO και MIYASHIRO & SHIDO (1975) επιβεβαιώνεται ο ασβεσταλκαλικός του χαρακτήρας. Ακόμη από τα διαγράμματα Q-Or-Ab και Or-Ab-An κατά τους TUTTLE & BOWEN (1958) μπορεί να βγει το συμπέρασμα ότι πρόκειται για ενιαίο γρανιτικό πέτρωμα. Ο ΣΟΛΔΑΤΟΣ (1985) επιβεβαιώνει τον ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα και του πλουτωνίτη της Ελατιάς όπου με διαφοροποίηση ενός αρχικού χαλαζιοδιοριτικού μάγματος

προήλθαν πρώτα τα γρανοδιοριτικά πετρώματα ενώ μετά ακολούθησαν τα γρανιτικά.

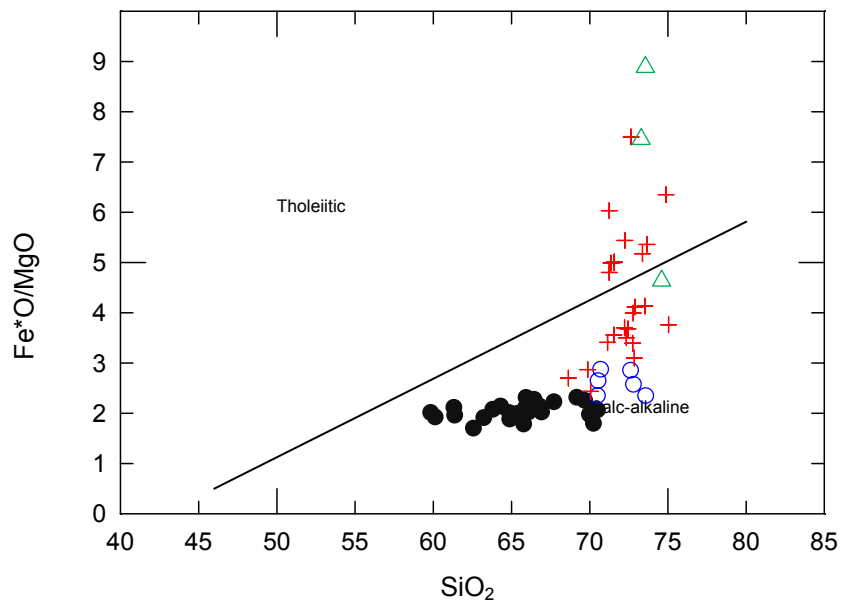
Προβάλλοντας τα κύρια στοιχεία στο διάγραμμα AFM (Σχ. 3.3), η τάση που απεικονίζεται για τους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες είναι η τυπική ασβεσταλκαλική σειρά όπου φαίνεται ότι όσο προχωράει η διαφοροποίηση μειώνεται το ποσοστό του Fe και του Mg από το μάγμα ενώ αυξάνεται το ποσοστό των αλκαλίων. Στο ίδιο τρίγωνο προβάλλονται και οι τιμές των πετρωμάτων της Ελατιάς για να γίνει σύγκριση των δύο περιοχών. Παρατηρούμε ότι στα πετρώματα της Ελατιάς υπάρχει μια συνέχεια των γραμμών τάσης των γρανοδιοριτών με τους γρανίτες η οποία δεν επεκτείνεται και στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες του Παρανεστίου. Φαίνεται πως οι γραμμές τάσης, που ουσιαστικά αντιπροσωπεύουν τους πλουτωνίτες των δύο περιοχών, είναι παράλληλες μεταξύ τους. Από την παραλληλότητα αυτή των γραμμών τάσης μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι δύο πλουτωνίτες πιθανότατα δεν προήλθαν από το ίδιο μαγματικό επεισόδιο αλλά είναι ανεξάρτητοι ο ένας από τον άλλο.

Στα διαγράμματα του MIYASHIRO (1974) SiO_2 προς $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ (Σχ. 3.4) και FeO^*/MgO προς SiO_2 (Σχ. 3.5) προβάλλονται τα δείγματα του γρανοδιορίτη και του γρανίτη της Ελατιάς και του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου για να είναι ευκολότερη η σύγκριση μεταξύ τους. Παρατηρούμε ότι ενώ ο γρανοδιορίτης και ο γρανίτης παρουσιάζουν σαφή ασβεσταλκαλική φύση, κάποια από τα δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη και των απλιτικών φλεβών προβάλλονται στο πεδίο των ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων, ενώ κάποια άλλα βρίσκονται στο πεδίο των θολειτικών πετρωμάτων.

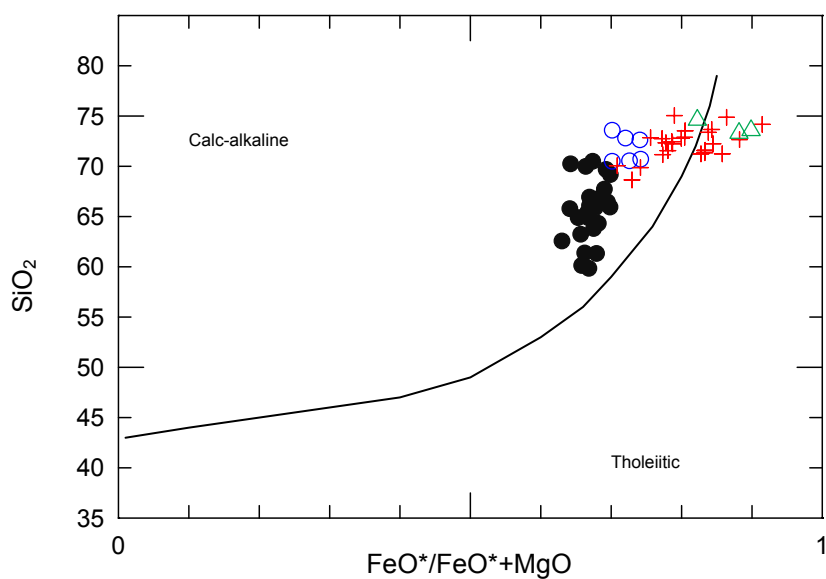
Στο διάγραμμα K_2O προς SiO_2 των PECCERILLO & TAYLOR (1976) (Σχ. 3.6) τα δείγματα του Παρανεστίου προβάλλονται στην περιοχή της υψηλού K ασβεσταλκαλικής σειράς μαζί με τους γρανίτες της Ελατιάς, ενώ ένα μέρος του γρανοδιορίτη προβάλλεται στην υψηλού K ασβεσταλκαλική σειρά κι ένα άλλο στην ασβεσταλκαλική σειρά.



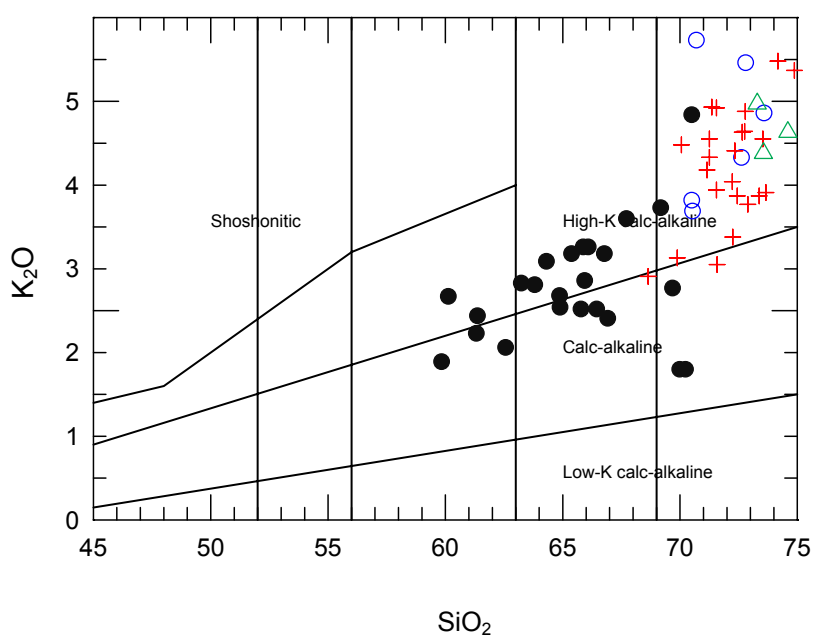
Σχήμα 3.3. Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών Παρανεστίου και Ελατιάς στο τρίγωνο AFM. Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.



Σχήμα 3.4. Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών Παρανεστίου και Ελατιάς στο διάγραμμα FeO^*/MgO προς SiO_2 του MIYASHIRO (1974). Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.



Σχήμα 3.5. Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών Παρανεστίου και Ελατιάς στο διάγραμμα FeO^*/MgO προς SiO_2 του MIYASHIRO (1974). Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.

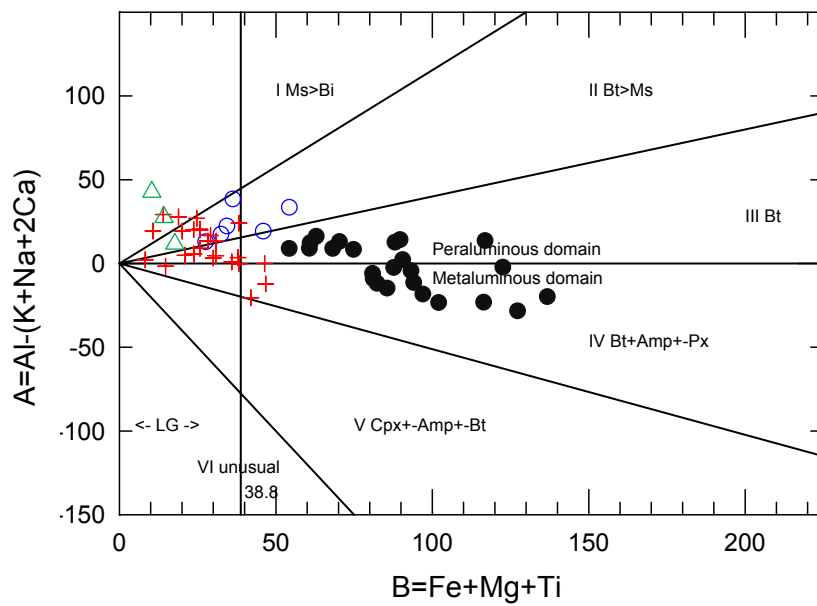


Σχήμα 3.6. Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών Παρανεστίου και Ελατιάς στο διάγραμμα K_2O προς SiO_2 των PECCERILLO & TAYLOR (1976). Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.

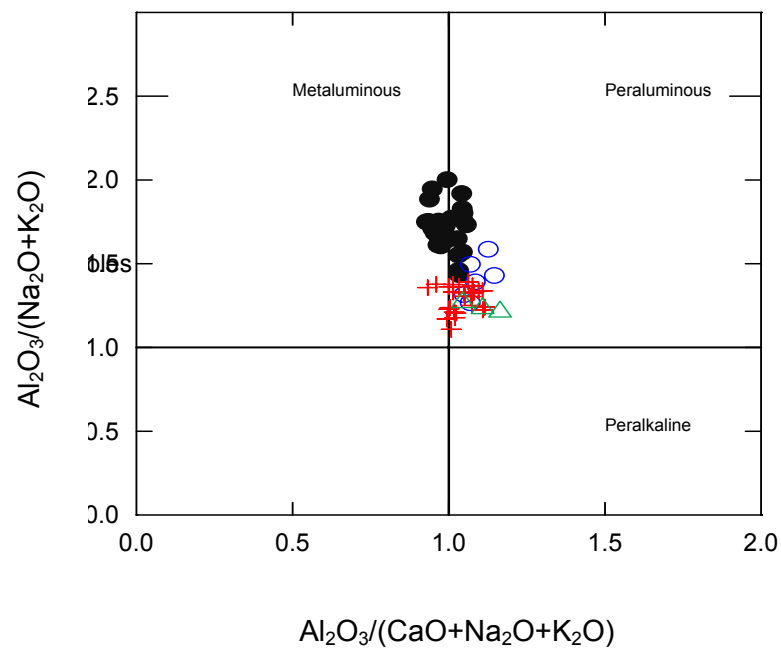
Στο διάγραμμα A-B (Σχ. 3.7) των DEBON & LE FORT (1983) η προβολή των περισσότερων δειγμάτων του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου βρίσκονται στο πεδίο των λευκογρανιτών. Ακόμη, στο διάγραμμα διαχωρίζονται τα υπεραργιλικά πετρώματα (θετική τιμή A) από τα μεταργιλικά πετρώματα (αρνητική τιμή A). Τα περισσότερα δείγματα του Παρανεστίου προβάλλονται στο πεδίο των υπεραργιλικών πετρωμάτων και σε σχέση με τα φεμικά ορυκτά σχεδόν τα μισά προβάλλονται στο πεδίο όπου ο βιοτίτης είναι το μόνο φεμικό συστατικό, ενώ τα υπόλοιπα στο πεδίο όπου ο βιοτίτης συνυπάρχει με το μοσχοβίτη, αλλά βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία. Ελάχιστα δείγματα βρίσκονται στο πεδίο όπου συνυπάρχουν βιοτίτης, αμφίβολος και πυρόξενος, αλλά αμφίβολος και πυρόξενος δεν έχουν παρατηρηθεί στα δείγματα (ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ 1981).

Με βάση το διάγραμμα A/NK προς A/CNK (Σχ. 3.8), όπου A/NK είναι ο λόγος $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ και A/CNK είναι ο λόγος $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ με τη μορφή μοριακών αναλογιών, μερικά από τα δείγματα του γρανοδιορίτη προβάλλονται στην περιοχή των υπεραργιλικών πετρωμάτων ενώ κάποια άλλα στην περιοχή των μεταργιλικών πετρωμάτων. Ο γρανίτης και ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης χαρακτηρίζονται ως υπεραργιλικά πετρώματα. Μόνο τρία δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη παρουσίασαν τιμές κάτω από 1.0 (0.93, 0.96 και 0.99).

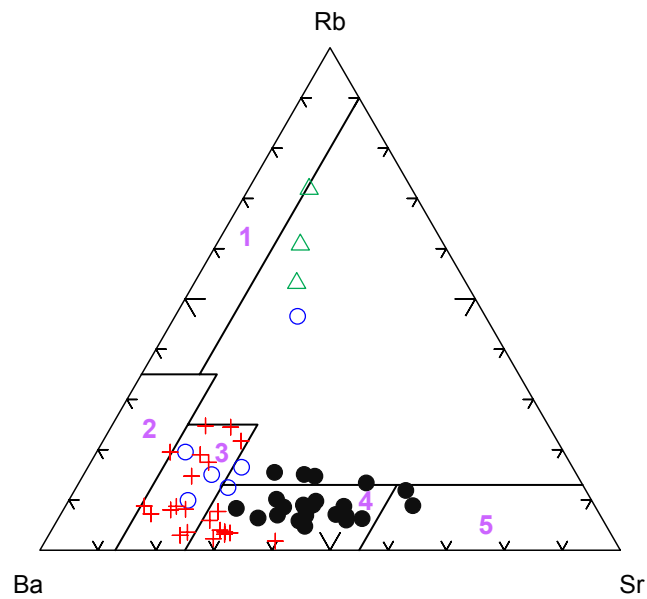
Στο τρίγωνο Rb-Ba-Sr των BOUSEILY and SOKKARY (1975) (Σχ. 3.9), τα περισσότερα δείγματα του γρανοδιορίτη προβάλλονται στο πεδίο των γρανοδιοριτών και των χαλαζιακών διοριτών μαζί με κάποια από τα δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη (μόνο δύο από τα δείγματα του γρανοδιορίτη προβάλλονται στο πεδίο των διοριτών). Ο γρανίτης καθώς και τα περισσότερα από τα δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη προβάλλονται στο πεδίο των ανώμαλων γρανιτών.



Σχήμα 3.7. Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων του Παρανεστίου και της Ελατιάς στο διάγραμμα A-B των DEBON & LE FORT (1983). Σύμβολα όπως στο Σχ.2.1.



Σχήμα 3.8. Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων του Παρανεστίου και της Ελατιάς στο διάγραμμα που είναι ο λόγος με τη μορφή μοριακών αναλογιών. Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.



Σχήμα 3.9. Προβολή των ιχνοστοιχείων των πετρωμάτων του Παρανεστίου και της Ελατιάς στο τρίγωνο Rb-Ba-Sr των BOUSEILY and SOKKARY (1975). Στο πεδίο 1 απεικονίζονται οι ισχυρά διαφοροποιημένοι γρανίτες. Στο πεδίο 2 απεικονίζονται οι κανονικοί γρανίτες, ενώ στο πεδίο 3 οι ανώμαλοι γρανίτες. Στο πεδίο 4 προβάλλονται οι γρανοδιορίτες και οι χαλαζιακοί διορίτες και στο πεδίο 5 οι διορίτες. Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.

4. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

4.1. Γενικά

Πολλές αναφορές έχουν γίνει για το γεωτεκτονικό περιβάλλον το οποίο επικρατούσε κατά τη διείσδυση του πλουτωνικού όγκου ΕΣΠ. Οι αναφορές αυτές συγκλίνουν στην άποψη ότι πρόκειται για περιβάλλον που σχετίζεται με τη σύγκλιση λιθοσφαιρικών πλακών.

Ο ΣΟΛΔΑΤΟΣ (1985) με βάση τα κριτήρια των PETRO et al. (1979) συμπέρανε ότι ανήκει στις “σειρές συμπίεσης”, δηλαδή, το γεωτεκτονικό περιβάλλον στο οποίο σχηματίστηκε ανήκει σε περιοχή σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών, όπου επικρατούσαν συμπιεστικές δυνάμεις.

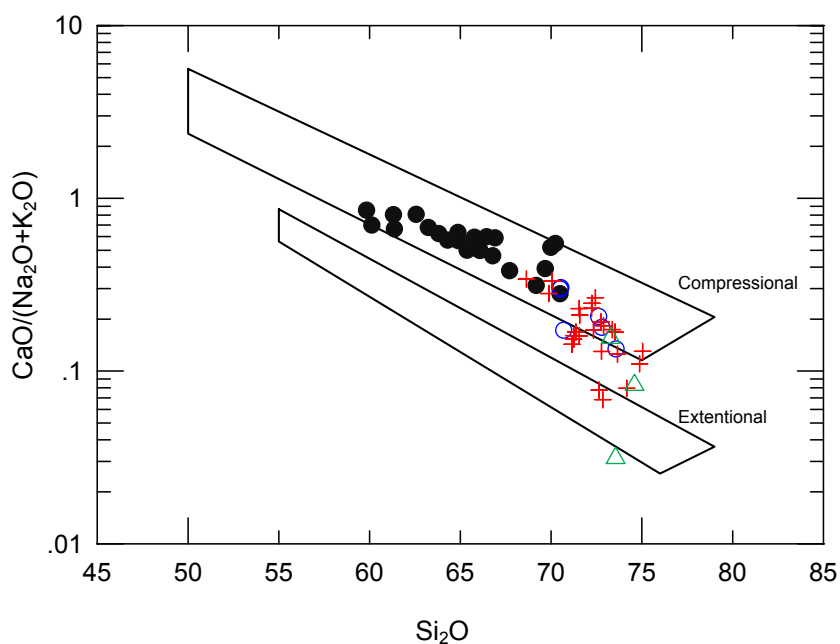
Παρακάτω γίνεται αναφορά στις απόψεις που έχουν προταθεί και συνοψίζονται στην εργασία των SOLDATOS et al. (2001b).

Οι ΚΟΤΟΠΟΥΛΙ & ΡΕ-ΡΙΠΕΡ (1989) βασισμένες σε διαγράμματα και στα ιστογράμματα των ΡΕΑΡΤΣΕ et al. (1984) πρότειναν ένα γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Βασίστηκαν στην παρατήρηση της υψηλής περιεκτικότητας Rb στα πετρώματα αυτά και πρόσθεσαν ότι αυτό έχει διαπιστωθεί και σε μερικούς γρανίτες που δημιουργήθηκαν σε συνθήκες ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων μετά τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών.

Οι ΒΑΚΕΡ & ΛΙΑΤΙ (1991) υποστηρίζουν ότι η διείσδυση του πλουτωνικού όγκου έγινε σε περιβάλλον συμπιεστικού τόξου ηπειρωτικού περιθωρίου. Θεωρούν ότι η υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού έγινε με διεύθυνση από τα ΒΑ προς τα ΝΔ κατά 600 km παράλληλα με το τόξο. Ακολούθησε η συμπίεση του φλοιού, η πάχυνσή του και η ανύψωση της περιοχής της Ροδόπης. Μετά, ακολούθησε θερμική ύφεση η οποία οδήγησε στην ανύψωση των γεώθερμων και ως συνέπεια είχε να δημιουργήσουν πρόδρομα φαινόμενα περιοχικής μεταμόρφωσης αμφιβολιτικής φάσης στους μετατεκτονικούς γρανίτες.

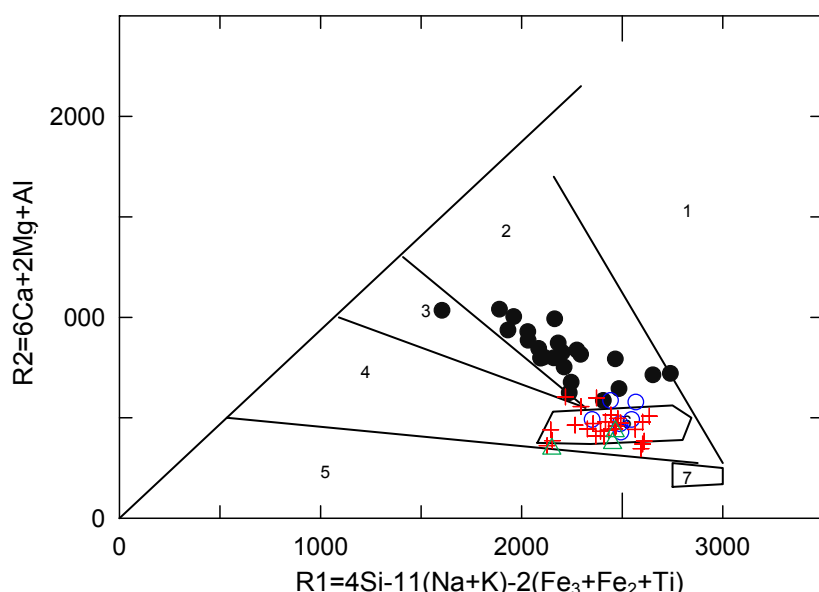
Οι ΤΟΝΕΣ et al. (1992) βασισμένοι στο διάγραμμα R1-R2 των ΝΕ ΛΑ ΡΟΚΕ et al. (1980), τροποποιημένο από τους ΒΑΤΤΣΕΛΟΡ & ΒΟΥΔΕΝ

(1985), προτείνουν ένα περιβάλλον διείσδυσης του πλουτωνίτη ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου μετά από τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών. Στο διάγραμμα $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ προς SiO_2 του BROWN (1982) (Σχ. 4.1), τροποποιημένο από τους WU & KERRICH (1986), τα δείγματα του γρανοδιორίτη της Ελατιάς που αναλύθηκαν προβάλλονται στην περιοχή της ασβεσταλκαλικής – συμπίεστικής σειράς καθώς και τα περισσότερα δείγματα του γρανίτη και του διμαρμαρυγιακού γρανίτη.



Σχήμα 4.1. Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών Παρανεστίου και Ελατιάς στο διάγραμμα $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ προς SiO_2 . Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.

Στο διάγραμμα R1-R2 (Σχ. 4.2) των BATCHELOR & BOWDEN (1985) τα δείγματα του γρανοδιορίτη προβάλλονται στην περιοχή των γρανιτών που ανήκουν σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια και διείσδυσαν πριν από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών. Από την άλλη πλευρά τα δείγματα του γρανίτη και του διμαρμαρυγιακού γρανίτη προβάλλονται στην περιοχή του συνορογενετικού μαγματισμού με τήγματα να προέρχονται από φλοιϊκό υλικό.



Σχήμα 4.2. Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών Παρανεστίου και Ελατιάς στο διάγραμμα R1-R2 των BATCHELOR & BOWDEN (1985). Στο πεδίο 1 προβάλλονται γρανιτικά πετρώματα που αντιπροσωπεύουν κλάσματα μανδυακής προέλευσης. Στο 2 τα γρανιτικά πετρώματα που δημιουργούνται σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια πριν από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών. Στο 3 τα γρανιτικά πετρώματα “καληδονικού” τύπου που δημιουργούνται σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια μετά από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών και σχετίζονται με περιβάλλον ανύψωσης του φλοιού. Στο πεδίο 4 προβάλλονται τα γρανιτικά πετρώματα που αντιπροσωπεύουν μετα-ορογενετικό μαγματισμό αλκαλικής-υπεραλκαλικής σύστασης, ενώ αυτά που προβάλλονται στο πεδίο 5 αντιπροσωπεύουν ανορογενετικό μαγματισμό. Στο πεδίο 6 τα γρανιτικά πετρώματα που προβάλλονται αντιπροσωπεύουν συν-ορογενετικό μαγματισμό και οι γρανίτες αυτοί είναι τήγματα του φλοιού. Στο πεδίο 7, τέλος, προβάλλονται τα γρανιτικά πετρώματα που αντιπροσωπεύουν μετα-ορογενετικό μαγματισμό. Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.

Στο διάγραμμα Rb vs. Nb+Y των PEARCE et al. (1984) (δεν απεικονίζεται) τοποθετούνται στην περιοχή των γρανιτών που δημιουργούνται σε ηφαιστειακό τόξο, χωρίς να διευκρινίζεται αν ανήκουν στους γρανίτες που δημιουργούνται σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια μετά από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών.

Τέλος, στο τρίγωνο Rb-Hf-Ta των HARRIS et al. (1986) (δεν απεικονίζεται) στο οποίο διαχωρίζονται οι περιοχές των ηφαιστειακών τόξων από αυτές των ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων μετά από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών, τα δείγματα εμφανίζονται στο πεδίο του ηφαιστειακού τόξου.

Πρέπει να αναφερθεί εδώ ότι τα δείγματα των JONES et al. (1992) εμφανίζονται στο ίδιο πεδίο στο τρίγωνο Rb-Hf-Ta (στην περιοχή των ηφαιστειακών τόξων), ενώ στο διάγραμμα R1-R2 εμφανίζονται στο πεδίο των ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων και πριν τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών και μετά τη σύγκρουσή τους και σχετίζονται με περιβάλλον ανύψωσης του φλοιού.

Με άλλα λόγια, φαίνεται λογικό το επιχείρημα ότι η γένεση του γρανοδιορίτη της Ελατιάς σχετίζεται με γεωτεκτονικό περιβάλλον υποβύθισης και πιο πιθανό είναι να δημιουργήθηκε πριν από τη σύγκρουση. Από την άλλη πλευρά, ο γρανίτης και ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης φαίνεται ότι δημιουργήθηκαν κατά την ανύψωση του ορογενούς από τήγματα που προήλθαν από υλικά του φλοιού.

5. ΕΞΕΛΙΞΗ – ΓΕΝΕΣΗ

5.1. Προέλευση

Κατά την εξέταση ενός πλουτωνίτη σημαντικό είναι να προσδιοριστεί η προέλευσή του. Γι' αυτό το λόγο έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι και κριτήρια. Με τον προσδιορισμό της προέλευσης των γρανιτών εργάστηκαν πολλοί επιστήμονες. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι των CHAPPEL & WHITE (1974) και WHITE & CHAPPEL (1977), οι οποίοι χώρισαν τα γρανιτικά πετρώματα σε δύο τύπους, I-τύπου και S-τύπου, με βάση την ορυκτολογία και τη χημική τους σύσταση. Ως I-τύπου χαρακτήρισαν τους γρανίτες που προέρχονται από μερική τήξη πυριγενών πετρωμάτων, ενώ ως S-τύπου τους γρανίτες που οφείλουν τη γένεσή τους σε μερική τήξη ιζηματογενών πετρωμάτων. Μια ακόμη μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε είναι αυτή του τριγώνου με κορυφές Al_2O_3 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ και $\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}$.

Κατά τους WHITE & CHAPPEL (1977) τα κριτήρια διαχωρισμού των γρανιτών σε I- και S-τύπου είναι:

⊕ Για τους γρανίτες I-τύπου:

- ⊕ Εμφανίζουν σχετικά υψηλές περιεκτικότητες σε Na. Το Na_2O είναι μεγαλύτερο από 3.2% στα όξινα και μεγαλύτερο από 2.2% στα πιο βασικά μέλη.
- ⊕ Ο λόγος $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ έχει χαμηλές τιμές.
- ⊕ Υψηλές τιμές Ca εμφανίζονται στα βασικότερα πετρώματα.
- ⊕ Ισχύει η σχέση $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) < 1.1$ (μοριακή αναλογία).
- ⊕ Χαμηλές τιμές Ni και Cr.
- ⊕ Παρουσία διοψιδίου στη δυνητική σύσταση (CIRW) ή δυνητικό κορούνδιο <1%.
- ⊕ Ευρύ φάσμα συστάσεων από όξινα μέχρι βασικά μέλη, με SiO_2 από 53% έως 76%.

- ✦ Κανονικές μεταβολές διαφόρων χημικών στοιχείων μέσα στον πλουτωνίτη. Τα διαγράμματα μεταβολής δείχνουν ευθύγραμμες ή σχεδόν ευθύγραμμες τάσεις.
 - ✦ Παρουσία κεροστίλβης, τιτανίτη.
 - ✦ Παρουσία μαγνητίτη που σημαίνει υψηλή αναλογία $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ και υψηλή πίεση O_2 στο μάγμα.
 - ✦ Οι περισσότεροι βασικοί Ι-τύποι περιέχουν εγκλείσματα πλούσια σε κεροστίλβη.
 - ✦ Οι γρανίτες Ι-τύπου συνδέονται με κοιτάσματα πορφυριτικού χαλκού και μολυβδαινίου.
 - ✦ Έχουν χαμηλές τιμές οξυγονοϊσοτόπων.
 - ✦ Ο αρχικός λόγος $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ είναι γενικά κάτω από 0.708. Οι ισόχρονες Rb/Sr δίνουν κανονικές ευθείες χωρίς διασπορά.
 - ✦ Συχνά εγκλείσματα απατίτη σε βιοτίτη και κεροστίλβη.
- ✦ Για τους γρανίτες S-τύπου:
- ✦ Εμφανίζουν σχετικά χαμηλές περιεκτικότητες σε Na. Συνήθως το Na_2O είναι χαμηλότερο από 3.2% σε πετρώματα με περίπου 5% K_2O , που μειώνεται σε 2.2% σε πετρώματα με περίπου 2% K_2O .
 - ✦ Ο λόγος $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ έχει υψηλές τιμές.
 - ✦ Χαμηλές τιμές Ca και Sr.
 - ✦ Ισχύει η σχέση $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) > 1.1$ (μοριακή αναλογία).
 - ✦ Υψηλές τιμές Ni και Cr σε σχέση με τους Ι-τύπου.
 - ✦ Δυνητικό κορούνδιο >1%.
 - ✦ Υψηλές τιμές SiO_2 .
 - ✦ Τα διαγράμματα μεταβολής είναι πιο ακανόνιστα σε σχέση με τα διαγράμματα του Ι-τύπου.
 - ✦ Παρουσία ιλμενίτη.
 - ✦ Συχνή είναι η παρουσία μοσχοβίτη, γρανάτη, κορδιερίτη και μοναζίτη.
 - ✦ Πιθανή ύπαρξη μεταϊζηματογενών εγκλεισμάτων.
 - ✦ Μεταλλογένεση κασσιτέρου.
 - ✦ Έχουν υψηλές τιμές οξυγονοϊσοτόπων.

- ✦ Ο αρχικός λόγος ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ είναι πάνω από 0.708, ενώ τα σημεία της ισόχρονης παρουσιάζουν διασπορά.
- ✦ Ο απατίτης βρίσκεται σε μεγάλους διακριτούς κρυστάλλους.

Εφαρμόζοντας τα παραπάνω κριτήρια στον πλουτωνίτη του Παρανεστίου παρατηρούμε ότι:

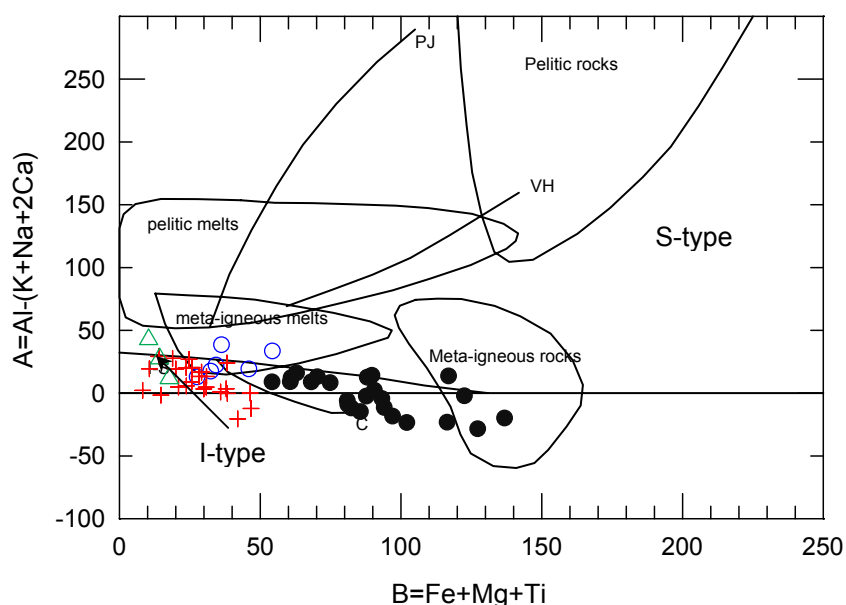
1. Το ποσοστό του Na_2O είναι μεγαλύτερο από 3.2% και πιο συγκεκριμένα κυμαίνεται από 3.43%-4.62% ενώ μόνο τρία δείγματα περιέχουν Na_2O κάτω από 3.2% (2.96%, 3.14% και 3.17%). ➤ I-Τύπου
2. Ο λόγος $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ έχει χαμηλές τιμές. ➤ I-Τύπου
3. Υψηλότερες τιμές CaO εμφανίζονται στα βασικότερα δείγματα, ενώ όσο πιο όξινα γίνονται, τόσο το ποσοστό του μειώνεται. Το ποσοστό του Sr είναι αρκετά αυξημένο. ➤ I-Τύπου
4. Στο διάγραμμα A-B των DEBON & LE FORT (1983) παρατηρούμε ότι ισχύει η σχέση $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) < 1.1$. ➤ I-Τύπου
5. Το ποσοστό του Ni και του Cr κυμαίνεται σε χαμηλά επίπεδα (13-27ppm και 7-12ppm αντίστοιχα). ➤ I-Τύπου
6. Οι τιμές του SiO_2 είναι υψηλές (68%-75%). ➤ S-Τύπου
7. Οι μεταβολές των διάφορων χημικών στοιχείων στον πλουτωνίτη είναι κανονικές, με τα διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων να δείχνουν ευθύγραμμες και σχεδόν ευθύγραμμες τάσεις. ➤ I-Τύπου
8. Σε δύο λεπτές τομές παρατηρήθηκαν κρύσταλλοι τιτανίτη (ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ 1981). ➤ I-Τύπου
9. Ως επουσιώδης ορυκτό παρατηρήθηκε μαγνητίτης, που σημαίνει ότι η αναλογία $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ είναι υψηλή, καθώς επίσης και υψηλή πίεση O_2 στο μάγμα. ➤ I-Τύπου
10. Ο απατίτης που έχει βρεθεί, εμφανίζεται με τη μορφή εγκλεισμάτων σε βιοτίτες. ➤ I-Τύπου

Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι πιθανότατα η προέλευση του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου είναι πυριγενής, αφού τα εννέα από τα δέκα κριτήρια συγκλίνουν σ' αυτή την άποψη, ενώ μόνο ένα συνηγορεί

στην άποψη ότι μπορεί να προέρχεται από μερική τήξη ιζηματογενών πετρωμάτων.

Εδώ θα πρέπει να σημειώσουμε ότι ο πλουτωνίτης της Ελατιάς με βάση τα ίδια κριτήρια θεωρήθηκε πως είναι Ι-τύπου (ΣΟΛΔΑΤΟΣ 1985).

Η προβολή των πετρωμάτων του Παρανεστίου και της Ελατιάς στο διάγραμμα Α-Β των DEBON & LE FORT (1985) συμπίπτει με το αποτέλεσμα της εφαρμογής των κριτηρίων διαχωρισμού Ι- και S-τύπου των WHITE & CHAPPEL (1977) όπως φαίνεται στο σχήμα 5.1. Παρατηρούμε ότι όλοι οι πετρογραφικοί τύποι προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών Ι-τύπου. Επίσης, προβάλλονται κοντά στο πεδίο των τηγμάτων που προέρχονται από τήξη μετα-πυριγενών πετρωμάτων και μακριά από το πεδίο των τηγμάτων των μεταπηλιτικών πετρωμάτων.



Σχήμα 5.1. Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών Παρανεστίου και Ελατιάς στο διάγραμμα Α-Β των DEBON & LE FORT (1985), όπου $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ και $B = Fe + Mg + Ti$. Σύμβολα όπως στο Σχ. 2.1.

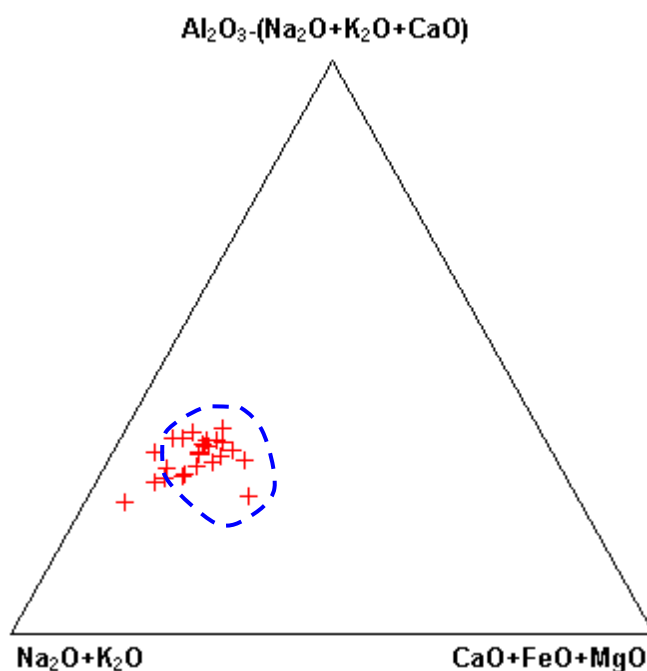
Στο τρίγωνο με κορυφές Al_2O_3 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ και $\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}$ (Σχ. 5.2) μπορούν να προβληθούν τιμές τηγμάτων γνωστών μητρικών πετρωμάτων καθώς και των τηγμάτων που είναι προς προσδιορισμό της προέλευσής τους. Ως μητρικό πέτρωμα θεωρείται εκείνο που τα σημεία του συμπίπτουν με την περιοχή που καταλαμβάνουν τα σημεία των πειραματικών τηγμάτων.

Για τον προσδιορισμό του μητρικού πετρώματος, από το οποίο προήλθε ο πλουτωνικός όγκος του Παρανεστίου, χρησιμοποιήθηκαν τήγματα με περιεκτικότητα σε SiO_2 από 67%-73%. Για τον πλουτωνίτη του Παρανεστίου θεωρούμε ως σύσταση των τηγμάτων τη σύσταση των δειγμάτων όπως προσδιορίστηκε από τις χημικές αναλύσεις. Τα πειραματικά τήγματα (Πίν. 5.1) επιλέχθηκαν έτσι ώστε να είναι βασικότερα από τα πιο βασικά δείγματα του πλουτωνίτη που αναλύθηκαν, αφού αυτός προήλθε από τη μερική τήξη των οξινότερων τμημάτων του μητρικού πετρώματος. Τα πειραματικά τήγματα στο τρίγωνο Al_2O_3 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ και $\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}$ καταλαμβάνουν την περιοχή που είναι σημειωμένη με διακεκομμένες γραμμές, ενώ τα δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη με σταυρούς. Παρατηρούμε ότι βρίσκονται τα περισσότερα μέσα στη σημειωμένη περιοχή ενώ μόνο τρία βρίσκονται έξω από τα όρια αλλά αρκετά κοντά της.

Τα πειραματικά τήγματα που χρησιμοποιήθηκαν ανήκουν σε αμφιβολίτες, βασάλτες, χαρνοκίτες, τοναλιτικούς γνευσίους και μεταγραουβάκες. Τα τήγματα των αμφιβολιτών και των βασαλτών όμως προέρχονται από μεγάλα βάθη με τιμές πίεσης 20-32 kbar και θερμοκρασίας 950-1075 °C. Οι τιμές αυτές όμως της πίεσης είναι πολύ υψηλές και φαίνεται εξαιρετικά δύσκολο έως απίθανο τα τήγματα να κρυσταλλωθούν σε τόσο μεγάλο βάθος και να ανέλθουν κοντά στην επιφάνεια με τη μορφή διμαρμαρυγιακού γρανίτη. Αντιθέτως, τα τήγματα των χαρνοκιτών κρυσταλλώνονται σε πίεση 6.9 kbar και σε τιμές θερμοκρασίας 925-950 °C. Δεν περιγράφονται όμως χαρνοκίτες στην ευρύτερη περιοχή. Ένα άλλο πιθανό μητρικό πέτρωμα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη είναι οι μεταγραουβάκες. Τα τήγματά τους δημιουργούνται σε τιμές πίεσης 1-15 kbar και θερμοκρασίας 850-1000 °C. Τέτοια όμως πετρώματα δεν έχουν

παρατηρηθεί στην περιοχή. Ως πιθανότερα μητρικά πετρώματα που από τα τήγματά τους μπορεί να κρυσταλλώθηκε ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης είναι οι τοναλιτικοί γνεύσιοι. Οι συνθήκες δημιουργίας των τηγμάτων τους είναι πίεση 10 kbar και θερμοκρασία 900-950 °C. Γνεύσιοι υπάρχουν στην περιοχή και μάλιστα αποτελούν τον κύριο όγκο της κρυσταλλοσχιστώδους μάζας της Ροδόπης. (Βλέπε και κεφ.1)

Η προέλευση του διμαρμαρυγιακού γρανίτη από τοναλιτικούς γνεύσιους επιβεβαιώνει το συμπέρασμα ότι ανήκει στους γρανίτες Ι-τύπου.



Σχήμα 5.2. Προβολή των δειγμάτων του διμαρμαρυγιακού γρανίτη (+) στο τρίγωνο $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ και $\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}$. Η περιοχή μέσα στον διακεκομμένο κύκλο αντιπροσωπεύει την περιοχή προβολής των πειραματικών τηγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν (Πίνακας 5.1).

Πίνακας 5.1

Πειραματικά δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν στο τρίγωνο Al_2O_3 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ και $\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}$.

ΑΝΑΦΟΡΑ	ΑΡΧ.ΥΛΙΚΟ	ΑΡΧ. ΥΛΙΚΟ (Περιγραφή)	ΔΕΙΓΜΑ	T (°C)	P (Kbar)	SiO ₂
Johannes & Holtz - Petrog. & Exp.Petr. of Granitic Rocks	AMPH	Senn & Dun 1994	39	950	20	67.65
Rapp & Watson (1995) - J. Petrol., 36, 4, 891-931	BASHALL	High-alumina basalt	HAB	1075	32	70.09
Beard, Lofgren, Sinha & Tollo (1994) - J. Geoph. Res., 99, B11, 21591-21603	GNEISS	Mafic Charnockite	HP32	950	6.9	71.00
Beard, Lofgren, Sinha & Tollo (1994) - J. Geoph. Res., 99, B11, 21591-21603	GNEISS	Mafic Charnockite	75-313	950	6.9	71.28
Beard, Lofgren, Sinha & Tollo (1994) - J. Geoph. Res., 99, B11, 21591-21603	GNEISS	Felsic garnet granulite	75-45	950	6.9	71.74
Skjerlie, Pat. Douce & Johnston (1993) - Contrib. Min. Pet., 114, 365-378	GNEISS	Tonalitic gneiss	ACG150	950	10	72.12
Skjerlie, Pat. Douce & Johnston (1993) - Contrib. Min. Pet., 114, 365-378	GNEISS	Tonalitic gneiss	ACG150	900	10	72.37
Beard, Lofgren, Sinha & Tollo (1994) - J. Geoph. Res., 99, B11, 21591-21603	GNEISS	Mafic Charnockite	HP32	925	6.9	72.90
Montel & Vielzeuf (1997) - Contrib. Mineral. Petrol., 128, 176-196	GRW	Metagrovacche	26	1000	1000	71.13
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	950	10	71.19
Montel & Vielzeuf (1997) - Contrib. Mineral. Petrol., 128, 176-196	GRW	Metagrovacche	27	1000	1000	71.26
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	875	5	71.38
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	850	10	71.49
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	900	15	71.58
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	950	15	71.69
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	900	7	71.98
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	925	10	72.12
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	900	5	72.19
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	850	7	72.23
Patino Douce & Beard (1996) - J. Petrol., 37, 5, 999-1024	GRW	Sintetic Metagreywackes	SFAG	850	5	72.70
Montel & Vielzeuf (1997) - Contrib. Mineral. Petrol., 128, 176-196	GRW	Metagrovacche	18	875	800	72.79

5.2. Θερμοκρασία κρυστάλλωσης

Μια μέθοδος που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της αρχικής θερμοκρασίας κρυστάλλωσης ενός τήγματος είναι αυτή του γεωθερμομέτρου Zr και Ap. Η μέθοδος αυτή βασίζεται στο γεγονός ότι κάποια ορυκτά αρχίζουν να κρυσταλλώνονται σε ορισμένες τιμές θερμοκρασίας ή σε ορισμένα στάδια της κρυστάλλωσης. Έτσι χρησιμοποιούνται ορυκτά που σχηματίζονται πρώτα κατά τη διαδικασία κρυστάλλωσης ενός μάγματος. Στα γρανιτικά πετρώματα εφαρμόζονται κυρίως τα θερμόμετρα ζirkονίου και απατίτη, αφού θεωρούνται από τα πρώτα κρυσταλλούμενα ορυκτά κατά τη διεργασία κρυστάλλωσης τηγμάτων όξινης σύστασης.

Στην παρούσα εργασία εφαρμόστηκαν αυτά τα θερμόμετρα σε δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη της περιοχής της Ελατιάς με βάση τις χημικές αναλύσεις που έκανε ο ΣΟΛΔΑΤΟΣ (1985) γιατί στα δείγματα του Παρανεστίου δεν έγινε χημική ανάλυση για το ιχνοστοιχείο Zr.

Με το θερμόμετρο του ζirkονίου υπολογίστηκε θερμοκρασία κρυστάλλωσης του ορυκτού 580-630 °C. Υψηλότερη θερμοκρασία κρυστάλλωσης εμφανίζεται να έχει ο απατίτης με τιμές θερμοκρασίας 850-900 °C. Συμπεραίνουμε λοιπόν ότι η αρχική θερμοκρασία κρυστάλλωσης του τήγματος πρέπει να είναι 850-900 °C (Πίν. 5.2.).

Το δείγμα V-27 δεν το λαμβάνουμε υπ' όψιν μας για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας γιατί παρουσιάζει ασυνήθιστα υψηλή περιεκτικότητα P.

Πίνακας 5.2.

Τιμές θερμοκρασίας κρυστάλλωσης των δειγμάτων με βάση τα θερμόμετρα απατίτη και ζirkονίου.

ΔΕΙΓΜΑ ΠΕΤΡ. ΤΥΠΟΣ		T °C Ap	T °C Zr
A-13	TMGR	853	580
A-16	TMGR	861	588
D-15	TMGR	896	623
V-27	TMGR	1068	795

5.3. Γένεση

Ένα από τα ερωτήματα που συνήθως απασχολούν τους ερευνητές πλουτωνικών σωμάτων είναι ο τρόπος εξέλιξης του μάγματος. Στην περίπτωση του πλουτωνίτη του Παρανεστίου αν και γενικά η εμφάνιση είναι ομογενής, εντούτοις υπάρχει κάποια διαφοροποίηση, όπως θα μπορούσε να διαπιστώσει κανείς από τα διαγράμματα διαφοροποίησης ή όπως εκφράζεται και μόνο από τη διαφορά του SiO_2 από 68-75%.

Η εξέταση του τρόπου εξέλιξης του μάγματος βασίστηκε στις μεταβολές των ιχνοστοιχείων. Συγκεκριμένα κατασκευάστηκαν λογαριθμικά διαγράμματα των ιχνοστοιχείων σε σχέση με το Rb (ασυμβίβαστο) (Σχ. 5.3). Σε τέτοια διαγράμματα η κλασματική κρυστάλλωση δίνει διαδοχικά τήγματα που οι περιεκτικότητες των ιχνοστοιχείων προβάλλονται σε μια ευθεία γραμμή. Στα διαγράμματα αυτά βλέπουμε ότι τα δείγματα δε βρίσκονται πάνω σε μια γραμμή αλλά σχηματίζουν μια περιοχή. Τα περισσότερα από τα ιχνοστοιχεία (π.χ. Ba, Sr, Zn κλπ.) μειώνονται με την αύξηση του Rb. Το γεγονός ότι τα δείγματα δε βρίσκονται πάνω σε μια γραμμή υποδεικνύει ότι δε λειτουργεί μόνο η διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης που παρέχει αληθή υγρά (true liquids) αλλά, κάποια από τα δείγματα αποτελούν αληθή υγρά, κάποια άλλα αντιπροσωπεύουν το στερεό της κλασματικής κρυστάλλωσης και κάποια μίγματα μεταξύ αυτών των δύο (McCARTHY & HASTY 1976 από TINDLE & PEARCE 1981). Μια τέτοια διαδικασία είναι απόλυτα φυσικό να λαμβάνει χώρα κατά τη διαφοροποίηση ενός όξινου μάγματος όπως αυτό του Παρανεστίου, αφού τέτοια μάγματα έχουν υψηλό ιξώδες που εμποδίζει το σχηματισμό των κρυστάλλων.

Το δείγμα 23 θεωρήθηκε ως το αρχικό υλικό γιατί είναι πλουσιότερο σε Ba αν και δεν είναι το οξινότερο, ούτε έχει την υψηλότερη περιεκτικότητα Sr. Τα βασικότερα δείγματα είναι πιθανό να μην αντιπροσωπεύουν το αρχικό μάγμα αλλά είτε κρυσταλλούμενο στερεό, είτε μίγματα υγρού και κρυσταλλούμενου στερεού.

Με αρχικό σημείο αυτό του δείγματος 29 χαράχθηκε σε κάθε διάγραμμα μια ευθεία, τέτοια ώστε να περνάει από τα περισσότερα δείγματα.

Η ευθεία χαράχθηκε με βάση την εξίσωση:

$$C_L = C_O * F^{(1-D)},$$

όπου C_L : Η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο τήγμα

C_O : Η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο αρχικό στερεό
(πηγή)

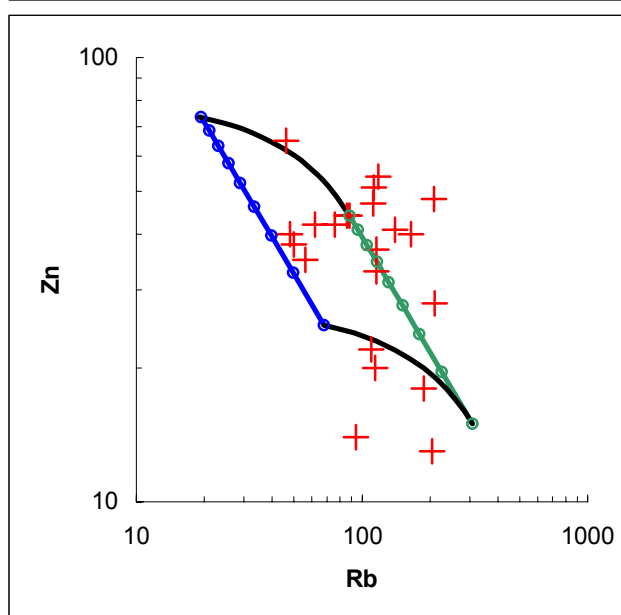
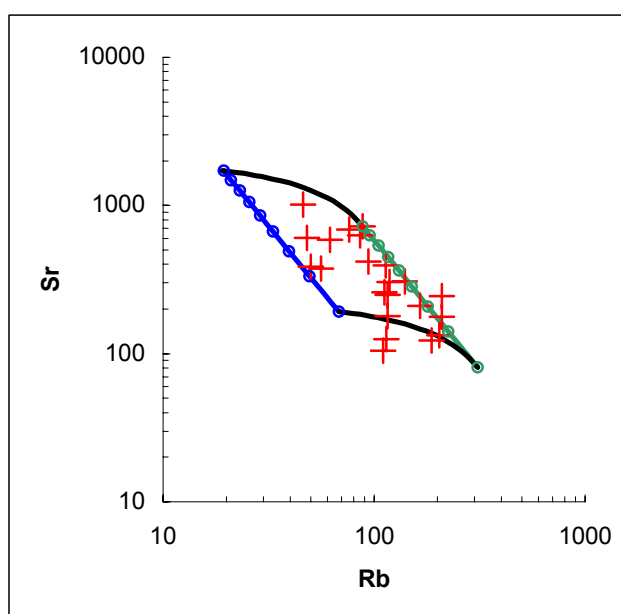
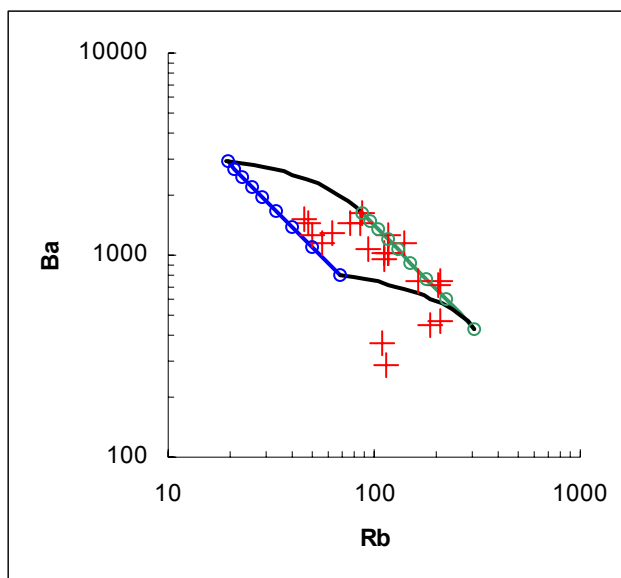
D: Ολικός συντελεστής κατανομής του ιχνοστοιχείου

F: Το ποσοστό του υγρού που απομένει μετά την κρυστάλλωση.

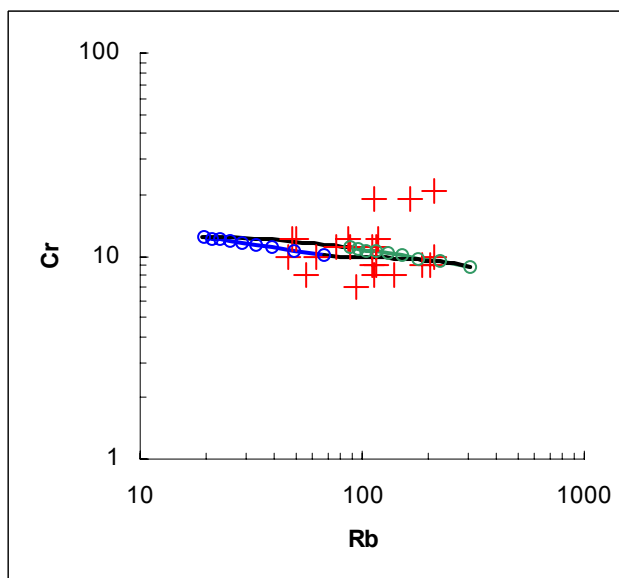
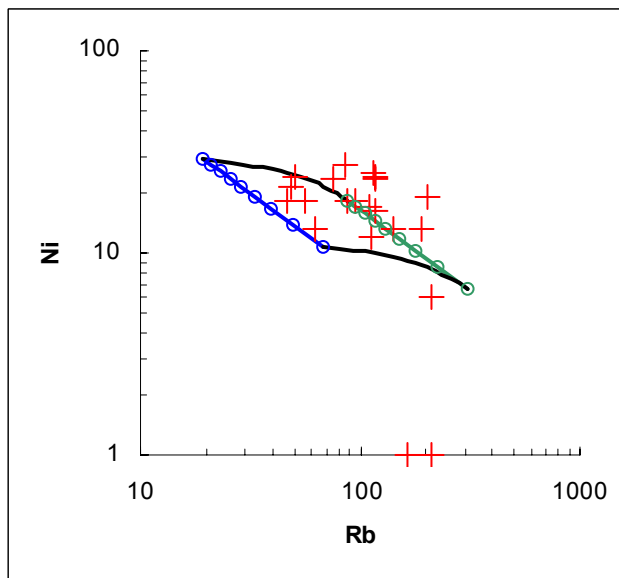
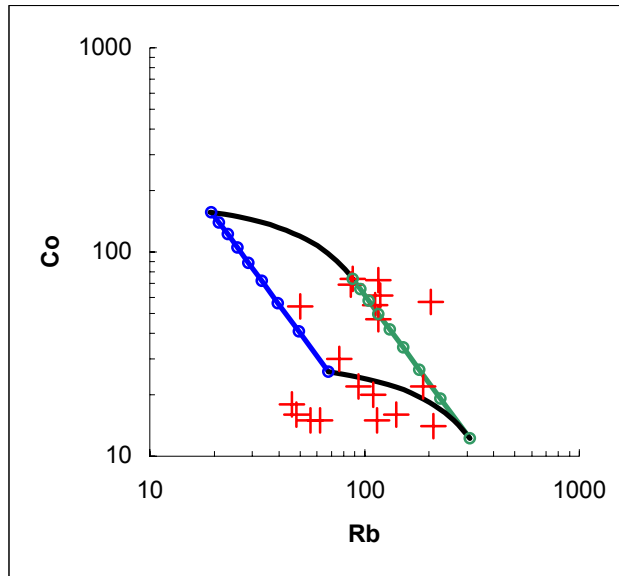
Αφού χαράχθηκε η ευθεία που αντιπροσωπεύει τα διαδοχικά τήγματα, χαράχθηκε κι αυτή που αντιπροσωπεύει τα διαδοχικά στερεά. Σε κάθε διάγραμμα δηλαδή υπάρχουν δύο παράλληλες ευθείες. Αυτή των υγρών (πράσινη) κι αυτή των στερεών (μπλε). Τα δείγματα που βρίσκονται πάνω στην πρώτη αντιπροσωπεύουν τήγματα, αυτά που βρίσκονται πάνω στη δεύτερη αντιπροσωπεύουν στερεά και τέλος, τα δείγματα που βρίσκονται μεταξύ τους αντιπροσωπεύουν μίγματα στερεών και υγρών που δε διαχωρίστηκαν. Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις γραμμές μίξης στερεού-υγρού. Έτσι λοιπόν βρέθηκε γραφικά ότι κλασματική κρυστάλλωση 80% που αφήνει 20% υπολειμματικό υγρό θα μπορούσε να εξηγήσει ικανοποιητικά τα γεωχημικά δεδομένα.

Χρησιμοποιώντας τα D που υπολογίστηκαν από αυτή τη γραφική προσέγγιση και τα K_d των ορυκτών βρέθηκε ότι σε μια τέτοια διαδικασία το στερεό που κρυσταλλώνεται πρέπει να αποτελείται από 46.5% πλαγιόκλαστο, 20.3% καλιούχο άστριο, 22.5% χαλαζία, 7.2% βιοτίτη, 3.3% απατίτη και 0.2% ζirkόνιο. Θα πρέπει να διευκρινιστεί ότι το υλικό αυτό δεν αποτελείται μόνο από στερεά φάση αφού, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, λόγω του μεγάλου ιξώδους δεν μπορούν να αποχωριστούν πλήρως η στερεά και η υγρή φάση.

Θα πρέπει να διευκρινιστεί ότι τα ιχνοστοιχεία Cu και Pb δε χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς της μεθόδου αυτής, γιατί παρατηρήθηκε μεγάλη διασπορά των σημείων στα διαγράμματά τους.



Σχήμα 5.3. Απεικόνιση των δειγμάτων του γρανίτη του Παρανεστίου (+) σε λογαριθμικό διάγραμμα ιχνοστοιχείου προς Rb (Οι γραμμές εξηγούνται στο κείμενο).



Σχήμα 5.3. (Συνέχεια)

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το αντικείμενο της διπλωματικής αυτής εργασίας είναι η γεωχημική μελέτη των ιχνοστοιχείων του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου, καθώς και η διεξαγωγή συμπερασμάτων για τη σχέση του με τους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους του συμπλέγματος Ελατιάς – Σκαλωτής – Παρανεστίου στο οποίο και ανήκει. Ακόμη, στα πλαίσια της εργασίας είναι και η μελέτη της προέλευσης και της γένεσής του.

Από την προβολή των οξειδίων των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων, σε διαγράμματα Harker, προς το SiO_2 των πετρογραφικών τύπων του Παρανεστίου και της Ελατιάς προέκυψαν παράλληλες τάσεις μεταξύ των πετρωμάτων των δύο περιοχών. Άρα πρόκειται για δύο διαφορετικές διεισδύσεις. Στο ίδιο αποτέλεσμα μας οδηγεί και η προβολή τους στο τρίγωνο AFM.

Η ηλικία του πλουτωνίτη προδίδει έναν Ηωκαινικό μαγματισμό με παλαιότερη τη διείδυση του πλουτωνίτη της Ελατιάς και να την ακολουθεί η διείδυση του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου.

Ο χαρακτήρας του μάγματος διαπιστώθηκε πως ανήκει στην αλκαλική σειρά πετρωμάτων.

Τα πετρώματα χαρακτηρίστηκαν ως υπεραργιλικά, ενώ ο μαγματισμός προέκυψε ότι είναι συνορογενετικός, με τήγματα να προέρχονται από υλικό του φλοιού. Περαιτέρω ανάλυση των δεδομένων οδήγησε στο συμπέρασμα ότι το φλοιϊκό αυτό υλικό ήταν πυριγενούς προέλευσης και ότι ο γρανίτης είναι Ι-τύπου. Το αρχικό υλικό πιθανολογείται ότι είναι τοναλιτικοί γνεύσιοι σύμφωνα με τη μέθοδο των BATCHELOR & BOWDEN (1985) και με το γεγονός ότι είναι τα μόνο πετρώματα που υπάρχουν στην περιοχή από αυτά που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο.

Η θερμοκρασία κρυστάλλωσης του τήγματος υπολογίστηκε σε 850-900 °C με θερμομέτρο απατίτη.

Ως διαδικασία γένεσης του γρανίτη θεωρήθηκε μια διεργασία που περιλαμβάνει στοιχεία κλασματικής κρυστάλλωσης και μερικής τήξης σε ισορροπία. Συγκεκριμένα θεωρήθηκε ότι λόγω του μεγάλου ιξώδους των εξαιρετικά όξινων πετρωμάτων δε δημιουργήθηκε μητρικό υγρό αλλά τήγμα που περιείχε υλικό σε υγρή αλλά και στερεή φάση ανίκανο να διαχωριστεί.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BAKER, J. H. & LIATI, A. (1991): The Oligocene volcano-sedimentary sequence of the Dipotama Basin, N. Greece: temporal relationships between Tertiary granites and volcanics, and implications for the regional tectonic evolution. - *Geol. en Mijnbouw* 70: 75-83.
- BARR, S. R., TEMPERLEY, S. and TARNEY, J. (1999): Lateral growth of the continental crust through deep level subduction-accretion: a re-evaluation of central Greek Rhodope. *Lithos*: 46, 69-94.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. - *Chem. Geol.* 48: 43-55.
- 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. Geophys. Res.* 99: 21591-21603.
- BOUSEILY, A. M. and SOKKARY, A. A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16, 207-219.
- CHAPPEL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- CHRISTOFIDES, G., KORONEOS, A., SOLDATOS, T., ELEFTHRIADIS, G. & KILIAS, A. (2001): Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, Vol 13 (1-2), 73-89.
- DEBON F. & LE FORT P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. - *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 73: 135-149.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRAND CLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis – its relationships with current nomenclature. - *Chem. Geol.* 29: 183-210.

- DIMITROV, STR. (1955): Stand und Aufgaben der Untersuchungen der magmatischen und metamorphen Komplexe in Bulgariens. Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R., Ser. Geol. 1, 5-15.
- DINTER, D.A. (1994): Tectonic evolution of the Rodope metamorphic core complex, northern Greece. Unpubl. Ph.D. Thesis, Mass. Inst. Of Technol., Cambridge, 320pp.
- 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, Geol. Soc. London Spec. Pub. 19: 67-81.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F. (1996): Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. - Springer Verlag, Berlin, 335 pp.
- JONES, C. E., TARNEY, J., BAKER, J. H. & GEROUKI, F. (1992): Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? - Tectonophysics 210: 295-314.
- KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1990): Kinematics of the crystalline sequences in the Western Rhodope massif. - In: SOLDATOS, K. (ed.) Geologica Rhodopica 2, Aristotle University Press, Thessaloniki, Greece 100-116.
- KILIAS, A., FALALAKIS, G. & MOUNTRAKIS, D. (1999): Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). - Int. Journ. Earth Sciences 88: 513-531.
- KOKKINAKIS, A. (1980): Alterbeziehungen zwischen Metamorphosen, mechanischen Deformationen und Intrusionen am Südrand des Rhodope-Massivs (Makedonien, Griechenland). Geol. Rundschau, 69, 726-744.
- KOLOCOTRONI, C. & DIXON, J. E. (1991): The origin and emplacement of the Vrontou granite, Serres, NE Greece. Proc. 5th Congr., Geol. Soc. Greece, Thessaloniki 1991. Bull. Geol. Soc. Greece, 25(1), 468-483.
- ΚΟΤΟΠΟΥΛΗ, Κ. (1981): Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτής – Παρανεστίου. Κεντρική Ροδόπη. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 248σ.

- KOTOPOULI, C. N., PE-PIPER, G. & KATAGAS, C. G. (1991): The metamorphism and migmatization of the Xanthe-Echinos metamorphic complex, Central Rodope, Greece. *Lithos*, 27, 79-93.
- KOTOPOULI, C. N. & PE-PIPER, G. (1989): Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks of the Hellenic Rhodope: a comparative study and petrogenetic implications. - *N. Jb. Miner. Abh.* 161: 141-169.
- LIATI, A. (1986): Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi (N. Greece). *Petrology, Geochemistry, Geochronology*. - Ph. D. Thesis, Technical University of Braunschweig, Braunschweig 186 pp.
- LIATI, A. & GEBAUER, D. (1999): Constraining the prograde and retrograde P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 135: 340-354.
- LIATI, A. & MPOSKOS, E. (1990): Evolution of the eclogites in the Rhodope Zone of northern Greece. - *Lithos* 25: 89-99.
- LIPS, A. L. W., WHITE, S. H. and WIJBRANS, J. R. (2000): Middle-Late Alpine thermotectonic evolution of the southern Rhodope Massif, Greece. *Geodin. Acta*, 13, 281-292.
- McCARTHY, T. S. and HASTY, R. A. (1976): Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1351-1358.
- MEYER, W. und PILGER, A. (1963): Zur Geologie des Gebietes zwischen Strimon und Nestos (Rhodopen-Massiv) in Griechisch-Makedonien. *N. J. Geol. Paleont. Abh.*, 118, 271-280.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. - *Am. J. Sci.* 274: 321-355.
- MONTEL, J. M. & VIELZEUF, D. (1997): Partial melting of metagreywackes, II. Compositions of minerals and melts. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 128: 176-196.
- MPOSKOS, E. (1989): High-pressure metamorphism in gneisses and schists in the East Rhodope zone (N. Greece). - *Mineralogy and Petrology* 41: 25-39.

- MPOSKOS, E., LIATI, A., KATAGAS, C. & ARVANITIDES, N. (1990): Petrology of the metamorphic rocks of western Rhodope, Drama area, N. Greece. - In: SOLDATOS, K. (ed.) *Geologica Rhodopica* 2, Aristotle University Press, Thessaloniki, Greece, 127-142.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. Μ. (1985): Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 206σ.
- PALSHIN, I. G., SIMOV, S. D., ARAKELYANTS, M. M. & CHERNYSHEV, I.V. (1974): Absolute age of Alpine activations in Rhodope median massif. - *Int. Geol. Rev.* 17: 1101-1108, resp. *Acad. Nauk. SSSR, Isv. Ser Geol.* No: 13-22.
- PAPANIKOLAOU, D. & PANAGOPOULOS, A. (1981): On the structural style of the Southern Rhodope. - *Geol. Balcan.* 11, 3: 13-22.
- PATINO DOUCE, A. E. & BEARD, J. S. (1996): Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. - *J. Petrol.* 37: 99-1024.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. C. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.* 25, 4: 956-983.
- PECCERILLO, R. & TAYLOR, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonou area, northern Turkey. - *Contr. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- PETRO, W. L., VOGEL, T. A. & WILBAND, J. T. (1979): Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. - *Chem. Geol.* 26: 217-235.
- RAPP, R. P. & WATSON, E. B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust – mantle recycling. - *J. Petrol.* 36: 891-931.
- ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ, Σ. (1981): Ο γρανίτης του Παρανεστίου. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 162σ.
- ΣΟΛΔΑΤΟΣ, Τ. (1985): Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατίας. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 242σ.
- SOLDATOS, T. & CHRISTOFIDES, G. (1986): Rb-Sr geochronology and origin of the Elatia Pluton, Central Rhodope, North Greece. – *Geol. Balcan.* 16, 1: 15-23.

- SOLDATOS, T., KORONEOS, A., DEL MORO, A., & CHRISTOFIDES, G. (2001a): Evolution of the Elatia Plutonite (Hellenic Rodope Massif, N. Greece). *Chem. Erde*, 61, 92-116.
- SOLDATOS, T., KORONEOS, A., CHRISTOFIDES, G., & DEL MORO, A. (2001b): Geochronology and origin of the Elatia plutonite (Hellenic Rodope Massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data. *N. Jb. Miner. Abh.*, 176, 179-209.
- STRECKEISEN, A. & LE MAITRE, R. W. (1979) : A chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. *N. Jb. Min. Abh.*, 136, 169-206.
- TINDLE, A. C. & PEARCE J. A. (1981): Petrogenetic Modelling of in situ Fractional Crystallization in the Zoned Loch Doon Pluton, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78, 196-207.
- WHITE, A. J. R. & CHAPPEL, B. W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- WU, T. W. and KERRICH, R. (1986): Combined oxygen-isotope-compositional studies of some granitoids from Grenville Province of Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 23, 1412-1432.